

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARÍA JOSÉ PALMA-ACOSTA

SIMULAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL E EROSÃO DO SOLO
UTILIZANDO O MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN

CURITIBA

2019

MARÍA JOSÉ PALMA-ACOSTA

SIMULAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL E EROSÃO DO SOLO
UTILIZANDO O MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Dr-Ing. Regina Tiemy Kishi

Coorientador: Dr-Ing. Stephan Fuchs

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

P171s Palma-Acosta, María José

Simulação do escoamento superficial e erosão do solo utilizando o método do reticulado de Boltzmann [recurso eletrônico] / María José Palma-Acosta, 2019.

Tese (doutorado) - Programa de Pós-Graduação Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Dr-Ing. Regina Tiemy Kishi

Coorientador: Dr-Ing. Stephan Fuchs

1. Bacias hidrográficas. 2. Erosão. I. Universidade Federal do Paraná. II. Kishi, Regina Tiemy. III. Fuchs, Stephan. Título.

CDD 551.483

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563


TERMO DE APROVAÇÃO


Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Tese de Doutorado de **MARIA JOSE PALMA ACOSTA**, intitulada: **SIMULAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL E EROSÃO DO SOLO UTILIZANDO O MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua aprovação no rito de defesa.


A outorga do título de Doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

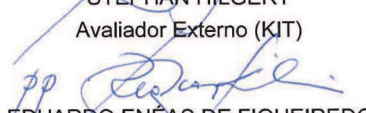
Curitiba, 14 de Dezembro de 2018.

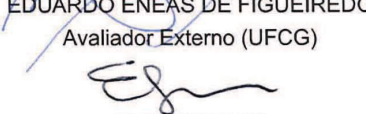

REGINA TIEMY KISHI
Presidente da Banca Examinadora


IRANI DOS SANTOS
Avaliador Externo (UFPR)


MARCELO RODRIGUES BESSA
Avaliador Interno (UFPR)


STEPHAN HILGERT
Avaliador Externo (KIT)


EDUARDO ENÉAS DE FIGUEIREDO
Avaliador Externo (UFCG)


ELOY KAVISKI
Avaliador Interno (UFPR)

À minha mãe, exemplo de coragem
Aos meus irmãos, meus três mosqueteiros
Aos meus filhos, presentes de Deus na minha vida.

AGRADECIMENTOS

Quatro anos da vida trazem consigo inúmeras experiências, mas quatro anos longe de casa, dos filhos, desenvolvendo um trabalho de doutorado, podem-se tornar em uma das histórias mais desafiadoras da vida, onde cada emoção fica fixa na memória, onde cada pessoa que fez parte da mesma chega por uma razão e deixa uma importante lição. A minha é uma homenagem a todos aqueles que foram coluna e apoio neste tempo:

A Deus, em primeiro lugar, por me amar com seu amor eterno, por trazer à minha vida tudo o que precisei no momento certo e por fazer desses quatro anos e um pouco mais, um tempo que trouxe nova vida a minha vida.

Aos meus pais, María Antonia Acosta Borrero e José María Palma Illueca, pelo estímulo desde o primeiro momento e por ter assumido pela segunda vez nas suas vidas o desafio de criar, dessa vez a seus netos María Del Mar y Ricardo José. Obrigada pelo amor dedicado, pelas madrugadas cuidando deles quando estiveram doentes, por assistir às reuniões na escola, por corrigir, por educar.

Aos meus irmãos Juan José, Jose María e María Fernanda, por amarem meus filhos como seus e preencher não só com amor e cuidados o espaço que a mãe deixou, senão também por semear neles o sentido de se tornarem bons seres humanos. Aos seus companheiros de vida, meus cunhados Clara Milena, Clara Alicia e Luis Leonardo, tios amorosos, prontos para cuidar, fazer os melhores cartazes escolares ou prescrever tratamento médico fora do horário de consulta. Grandes foram suas contribuições para esta conquista.

Aos meus filhos, María Del Mar y Ricardo José, que me doaram tempo que era seu, que amadureceram muito rápido para entenderem minha ausência nesses longos anos. Foram vocês a minha razão para não desistir. Que o exemplo fique indelével em suas mentes e em seus corações e que produza frutos de coragem e disciplina nas suas vidas.

À minha orientadora, a professora Regina Tiemy Kishi, pelo acompanhamento, o incentivo e a paciência durante esses anos, mas principalmente pelas orientações de vida no tempo de tempestade que foi a finalização do doutorado. Você é uma mulher de extraordinária sensibilidade, disposta a ir além da sua esfera pessoal e aproximar a engenharia das pessoas.

Ao professor Stephan Fuchs, coorientador, pelo apoio e contribuições à pesquisa e pelos conhecimentos e experiência adquiridos durante os períodos em Karlsruhe.

Aos professores Eloy Kavisky, Marcelo Rodrigues Bessa e Irani Dos Santos, membros da banca examinadora, e especialmente ao professor Eduardo Enéas de Figueiredo pelas contribuições e considerações feitas. Ao Stephan Hilgert, membro externo da banca, pela disposição para ajudar e as sugestões de melhoria indicadas, as quais foram fundamentais para a conclusão deste trabalho.

Aos professores do PPGERHA pelos ensinamentos e experiência transmitidos, especialmente ao professor Cristovão Fernandes e ao professor Tobias Bleninger pelo apoio recebido seja onde for, no Brasil, na Alemanha ou na Colômbia. Ao Celmar, pelo auxílio sempre.

À Organização do Estados Americanos pela concessão da bolsa, possibilitando a realização do curso de doutorado e o desenvolvimento deste trabalho.

Ao programa de intercâmbio com o Karlsruhe Institute of Technology (KIT), sob o apoio do estado de Baden-Württemberg (Baden-Württemberg Stiftung, Germany).

Aos bons amigos, os que estavam quando eu cheguei, os que foram quando eu fiquei e os que ficaram quando eu fui embora, meu especial agradecimento. Cada um de vocês foi um presente no momento certo. O melhor exemplo foi você, Alfredo, exemplo de que anjos existem e, que ainda, têm barba. Obrigada pelo tempo investido, pelas dúvidas esclarecidas, pelo incentivo, pelas conversas e pelo grande aprendizado de paciência que você deixou na minha vida. Esta conquista também é sua.

À amizade de mulheres corajosas como você, Eileen, e aquelas que superaram o tempo e a distância, como a sua, Marjorie. Vocês conhecem de perto esta história. Às amigas que tornaram meus dias mais alegres, Claudia, Sandra, Félix, Pedro, Deisy, Erika, Ellen, Livia, Jean Carlos, Julissa e em especial a Robinson, Orlando e Héctor, grandes amigos. A vocês, minha enorme gratidão.

Por fim, mas não menos importante, eu agradeço à dona Judi e ao Senhor Romeo, à dona Jesuita e ao senhor Rosevaldo, quem abriram não só as portas das suas casas, mas também seus corações. À dona Jesuita um especial agradecimento, mulher de admirável coragem. Obrigada por tantas conversas edificantes.

*“Eis que Deus é grande, e não o podemos compreender;
o número dos seus anos não se pode calcular.*

*Porque atraí para si as gotas de água
que de seu vapor destilam em chuva,*

*a qual as nuvens derramam
e gotejam sobre o homem
abundantemente”.(Jó 36:26-28)*

RESUMO

O estudo dos processos erosivos em bacias hidrográficas possui um caráter relevante na gestão dos recursos hídricos, o que tem desencadeado nas últimas décadas a busca de uma maior compreensão dos mecanismos de erosão e da dinâmica do transporte de sedimentos. Dita busca produziu diferentes tipos de modelos como os empíricos, os fisicamente baseados e os determinísticos-probabilísticos, todos estes baseados numa representação macroscópica do fluido, onde este é tratado como um meio contínuo. Diferentes campos da ciência têm mostrado interesse no desenvolvimento de modelos de simulação da dinâmica de fluidos baseados nas interações em nível de partículas, o que levou ao desenvolvimento de um modelo computacional alternativo, tal como o método do reticulado de Boltzmann ou método de *lattice* Boltzmann (LBM), o qual se encontra entre as escalas microscópica e macroscópica e consegue representar fenômenos complexos, consequência da convergência de interações moleculares e a consideração de valores macroscópicos. Assim sendo, nesta tese o modelo do reticulado de Boltzmann foi utilizado na representação da dinâmica do fluido no processo erosivo do solo por ação do escoamento superficial, para investigar o fenômeno do escoamento e erosão e suas implicações na microtopografia do terreno, um aspecto ainda não estudado ou investigado. Dessa maneira, desenvolveu-se uma modelagem e simulação baseadas no método do reticulado de Boltzmann, verificando os resultados com dados de monitoramentos em parcelas de erosão em estradas não pavimentadas. Os resultados mostram que o modelo foi capaz de reproduzir as descargas observadas líquida e sólida durante os picos. Embora o modelo de simulação não tenha se ajustado aos dados observados, esta primeira versão abriu a possibilidade de implementação de uma abordagem para simulação do processo erosivo por escoamento superficial na mesoescala e a possibilidade a outras investigações de chegar em representações mais acuradas no sentido de prever mudanças na microtopografia do solo que surgem como resultado de eventos de chuva. Destaca-se que a inovação do trabalho esteve na utilização de tecnologia não usual no campo da hidrossedimentologia e em escala diferente da tradicionalmente utilizada em modelos de erosão.

Palavras-chave: mesoescala, Método de *Lattice* Boltzmann (MLB), erosão, escoamento superficial, produção de sedimentos.

ABSTRACT

The study of erosive processes in watersheds has a relevant character in the water resources management, which has triggered in recent decades the search for a better understanding of erosion mechanics and sediment transport dynamics. This search produced different types of models such as empirical, physically based and deterministic-probabilistic models, all based on a macroscopic representation of the fluid, where it is treated as a continuum. Different fields of science have shown a growing interest in interparticle interactions based simulation models, resulting in the development of alternative computational models, such as the lattice Boltzmann model, which lies between the microscopic and macroscopic scales and can represent complex phenomena as a consequence of the convergence of molecular interactions and macroscopic values. The hypothesis to be tested in the present study is that the lattice Boltzmann method is feasible for a representation of the fluid dynamics in soil erosive processes by surface runoff, offering a better representation of the phenomenon and its implications in the microtopography of the ground surface. Thus, a simulation model based on the lattice Boltzmann method was developed and verified, using the monitoring data from erosion plots on unpaved roads. The results show that the model has the ability to reproduce solid and liquid discharge values close to those observed during peak flow. From the geomorphological point of view, a valuable contribution is the model enables predicting changes in soil microtopography that arise as a result of rainfall events. The use of a scale that is different from those traditionally used in erosion models (mesoscale in the place of macroscale) is a novel contribution of the study that increases the level of detail offered by the method and enables a representation of the erosive process that is closer to reality.

Keywords: mesoscale, Lattice Boltzmann Method (LBM), erosion, surface runoff, sediment production

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|-----|
| Figura 1 – Taxas de infiltração típicas por tipo de solo | 30 |
| Figura 2 – Curvas de capacidade de infiltração | 33 |
| Figura 3 – Influência da umidade do solo sobre a capacidade de infiltração . . . | 34 |
| Figura 4 – Escalas de abordagem da dinâmica de fluidos | 47 |
| Figura 5 – Direções de movimento no reticulado do HPP | 70 |
| Figura 6 – Regras do HPP. | 71 |
| Figura 7 – Modelo FHP | 72 |
| Figura 8 – Direções de movimento no reticulado do FHP | 72 |
| Figura 9 – Evolução de um fluido simples em reticulado hexagonal | 73 |
| Figura 10 – Colisões de partículas no modelo FHP | 74 |
| Figura 11 – Representação esquemática do reticulado | 82 |
| Figura 12 – condição de contorno <i>bounce-back</i> | 87 |
| Figura 13 – Localização geográfica das parcelas de erosão | 93 |
| Figura 14 – Exemplo de parcela de estrada e componentes | 94 |
| Figura 15 – Ensaio de infiltração | 95 |
| Figura 16 – Estrutura do modelo LBSEM | 98 |
| Figura 17 – Representação esquemática do modelo LBSEM | 99 |
| Figura 18 – Evento de chuva registrado em parcela de estrada | 102 |
| Figura 19 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 4112 | |
| Figura 20 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 1113 | |
| Figura 21 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 6114 | |
| Figura 22 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 2115 | |
| Figura 23 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 3116 | |
| Figura 24 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 5117 | |
| Figura 25 – Gráficos de densidade resultantes da simulação | 119 |
| Figura 26 – Gráfico de densidade da morfologia do terreno | 120 |
| Figura 27 – Hidrograma e sedimentograma simulados | 121 |
| Figura 28 – Valores médios na parcela | 121 |
| Figura 29 – Escoamento e concentração de sedimentos dos eventos 1 e 2 | 195 |
| Figura 30 – Escoamento e concentração de sedimentos dos eventos 3 e 4 | 196 |
| Figura 31 – Escoamento e concentração de sedimentos dos eventos 5 e 6 | 197 |
| Figura 32 – Hidrogramas e sedimentogramas dos eventos 1 e 2 | 198 |
| Figura 33 – Hidrogramas e sedimentogramas dos eventos 3 e 4 | 199 |
| Figura 34 – Hidrogramas e sedimentogramas dos eventos 5 e 6 | 200 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1 – Classificação dos solos em função da capacidade de infiltração | 33 |
| Tabela 2 – Capacidade de retenção de água dos solos | 35 |
| Tabela 3 – Efeitos da cobertura vegetal nos processos erosivos | 39 |
| Tabela 4 – Equações para o cálculo da capacidade de transporte | 45 |
| Tabela 5 – Modelos de erosão e transporte de sedimentos | 67 |
| Tabela 6 – Parâmetros de alguns modelos DdQb | 83 |
| Tabela 7 – Classes de sensibilidade | 90 |
| Tabela 8 – Faixa dos parâmetros do modelo | 91 |
| Tabela 9 – Características morfológicas da parcela estudada | 95 |
| Tabela 10 – Descrição dos eventos monitorados na parcela | 96 |
| Tabela 11 – Coeficientes de sensibilidade calculados | 110 |
| Tabela 12 – Classificação da sensibilidade do modelo às variáveis de entrada . . | 111 |
| Tabela 13 – Parâmetros de ajuste para dados observados e simulados | 113 |
| Tabela 14 – Valores observados e simulados com o modelo LBSEM | 115 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|---------|--|
| CV | Comprimento de vertente |
| DV | Declividade de vertente |
| CFD | Dinâmica de fluidos computacional (do inglês <i>Computational Fluid Dynamics</i>) |
| DM | Dinâmica Molecular |
| DEM | Método de elementos discretos (do inglês <i>Discrete Element Method</i>) |
| FEM | Método dos elementos finitos (do inglês <i>Finite Element Method</i>) |
| FHP | Modelo de Frisch, Hasslacher e Pomeau |
| HPP | Modelo de Hardy, Pomeau e Pazzis |
| I | Intensidade de precipitação |
| KE | Energia cinética (do inglês <i>Kinetic Energy</i>) |
| LGCA | Autômatos Celulares de Gás em rede (do inglês <i>Lattice Gas Cellular Automata</i>) |
| LBM | Método do reticulado de Boltzmann (do inglês <i>Lattice Boltzmann Method</i>) |
| LBGK | Versão de Bhatnagar, Groos e Krook da equação do reticulado de Boltzmann |
| NSE | Equações de Navier-Stokes (do inglês <i>Navier-Stokes equations</i>) |
| USLE | <i>Universal Soil Loss Equation</i> |
| MUSLE | <i>Modified Universal Soil Loss Equation</i> |
| RUSLE | <i>Revised Universal Soil Loss Equation</i> |
| SLEMSA | <i>Soil Loss Estimation Model Southern Africa</i> |
| MMMF | <i>Modified Morgan-Morgan-Finney Model</i> |
| IHACRES | <i>Identification of unit hydrographs and component flows from rainfall, evaporation and streamflow data</i> |
| USPED | <i>Unit Stream Power Based Erosion Deposition model</i> |

| | |
|----------|--|
| SPL | <i>Stream Power Law model</i> |
| SEDNET | <i>Sediment River Network model</i> |
| SEAGIS | <i>Soil Erosion Assessment using GIS</i> |
| AGNPS | <i>Agricultural Non-point Source Pollution model</i> |
| EMSS | <i>Environmental Management Support System</i> |
| HSPF | <i>Hydrologic Simulation Program-Fortran</i> |
| IQQM | <i>Integrated Water Quantity and Quality Model</i> |
| LASCAM | <i>LArge Scale Catchment Model</i> |
| SWRRB | <i>Simulator for Water Resources in Rural Basins</i> |
| HSPF | <i>The Hydrologic Simulation Program, Fortran</i> |
| EMSS | <i>Environmental Management Support System</i> |
| STREAM | <i>Sealing Transfer Runoff Erosion Agricultural Modification</i> |
| AGWA | <i>Automated Geospatial Watershed Assessment</i> |
| ACTMO | <i>Agricultural Chemical Transport Model</i> |
| CREAMS | <i>Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems</i> |
| ANSWERS | <i>Areal Nonpoint Source watershed Environment Response Simulation</i> |
| PESERA | <i>Pan-European Soil Erosion Risk Assessment</i> |
| GUEST | <i>Griffith University Erosion System Template</i> |
| EPIC | <i>Erosion Productivity Impact Calculator</i> |
| WEPP | <i>Water Erosion Prediction Project</i> |
| KINEROS | <i>KINematic runoff and EROSion model</i> |
| PERFECT | <i>Productivity, Erosion and Runoff, Functions to Evaluate Conservation Techniques</i> |
| LISEM | <i>LImburg Soil Erosion Model</i> |
| TOPMODEL | <i>TOPography based hydrologicalMODEL</i> |
| MMMF | <i>Modified Morgan-Morgan-Finney Model</i> |

| | |
|---------|--|
| EUROSEM | <i>European Soil Erosion Model</i> |
| WATEM | <i>Water and Tillage Erosion Model</i> |
| SEDEM | <i>Sediment Delivery Model</i> |
| CASC2D | <i>CASCade of planes in 2-Dimensions</i> |
| APEX | <i>Agricultural Policy/Environmental eXtender</i> |
| DWSM | <i>Dynamic Watershed Simulation Model</i> |
| EGEM | <i>Ephemeral Gully Erosion Model</i> |
| GAMES | <i>Guelph Model for evaluating the effects of Agricultural Management Systems on Erosion and sedimentation</i> |
| GLEAMS | <i>Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems modeling system</i> |
| GSSHA | <i>Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis</i> |
| HYPE | <i>Hydrological Predictions for the Environment</i> |
| IDEAL | <i>Integrated Design and Evaluation of Loading Models</i> |
| MEDALUS | <i>Mediterranean Desertification Land Use research programme Model</i> |
| MEFIDIS | <i>Modelo de Erosão Física e Distribuído</i> |
| MULTSED | <i>MULTiple watershed storm water and SEDiment runoff Simulation model</i> |
| PALMS | <i>Precision Agricultural Landscape Modelling System</i> |
| PEPP | <i>Process orientated Erosion Prediction Program</i> |
| PRMS | <i>Precipitation Runoff Modelling System</i> |
| RHEM | <i>Rangeland Hydrology and Erosion Model</i> |
| SEDIMOT | <i>Sedimentology by Distributed Modelling Technique</i> |
| SHE | <i>Système Hydrologique Européen</i> |
| SHESED | <i>Système Hydrologique Européen SEDiment</i> |
| SHETRAN | <i>Système Hydrologique Européen-TRANsport</i> |
| SMODERP | <i>Simulation Model of Overland Flow and EROsion Process</i> |
| SPUR | <i>Simulating Production and Utilization of Range Land</i> |

| | |
|------|--|
| SWAT | <i>Soil Water Assessment Tool</i> |
| SWRB | <i>Simulator for Water Resources in Rural Basins</i> |
| SWIM | <i>Soil and Water Integrated Model</i> |
| SWM | <i>Stanford Watershed Model/Hydrological Simulation Program-Fortran (HSPF)</i> |
| WESP | <i>Watershed erosion simulation program</i> |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|-------------------|--|
| A | Área da seção transversal do escoamento |
| e_i | Velocidade em uma determinada posição no reticulado |
| D_c | Capacidade de desprendimento por escoamento |
| D_r | Taxa de desprendimento do solo |
| E | Perda de solos |
| e_i | Velocidade de partícula em uma determinada posição do reticulado |
| f | Capacidade de infiltração no tempo t |
| f_c | Capacidade de infiltração em condição de saturação |
| f_o | Capacidade de infiltração do solo seco |
| f_{ij} | Força exercida pela partícula j |
| F_i | Força total atuante sobre uma molécula |
| G_i | Força externa atuante sobre uma molécula |
| k | Constante da equação de Horton que depende do tipo de solo |
| K_c | Parâmetro que caracteriza a erodibilidade do solo |
| K_f | Erodibilidade do solo combinada utilizada no modelo SHE |
| k_t | Coeficiente de transporte |
| L | Comprimento de vertente |
| m | Massa de partícula |
| N | Número total de moléculas num sistema |
| n_i | Variável de ocupação booleana (LGCA) |
| $P_{\alpha\beta}$ | Tensor de pressão |
| q_s | Carga de sedimentos |
| q_b | Transporte volumétrico de carga de fundo por unidade de largura |
| r_{ij} | espaçamento entre as moléculas i e j |

| | |
|---------------------|---|
| r_i | Vetor de posição de uma molécula |
| S | Declividade de vertente |
| t | Tempo |
| T | Temperatura |
| t_c | Tempo de colisão |
| T_c | Capacidade de transporte |
| T_{cf} | Capacidade de transporte em água com sedimentos |
| v_s | Velocidade de sedimentação das partículas |
| v_t | Velocidade térmica ou velocidade média das moléculas |
| u | Velocidade macroscópica do fluido |
| w | Largura do escoamento |
| β_w | Parâmetro que representa a resistência do solo à erosão |
| Δi | Operador de colisão para autômatos de gás em rede |
| κ_B | Constante de Boltzmann |
| ν | Viscosidade cinemática |
| ρ | Densidade do fluido |
| ρ_s | Densidade do material sólido |
| τ_c | Tensão de cisalhamento do escoamento |
| $\tau_{c_critico}$ | Tensão crítica de cisalhamento do solo |

SUMÁRIO

| | | |
|---------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 20 |
| 2 | EROSÃO | 24 |
| 2.1 | CONCEITO | 24 |
| 2.2 | BASE HIDROLÓGICA DA EROSÃO | 25 |
| 2.3 | FATORES CONTROLADORES DO PROCESSO EROSIVO | 26 |
| 2.3.1 | Precipitação pluviométrica | 26 |
| 2.3.2 | Infiltração | 29 |
| 2.3.3 | Características do solo e estabilidade dos agregados | 32 |
| 2.3.4 | Comprimento e declividade das vertentes | 36 |
| 2.3.5 | Cobertura vegetal | 38 |
| 2.4 | MECANISMOS DO PROCESSO EROSIVO | 40 |
| 2.4.1 | Desprendimento | 40 |
| 2.4.1.1 | Baseado no excesso da tensão de cisalhamento sobre um valor crítico | 41 |
| 2.4.1.2 | Baseado na capacidade de transporte e a carga de sedimentos | 42 |
| 2.4.1.3 | Baseado em funções de densidade de probabilidade | 43 |
| 2.4.2 | Transporte | 44 |
| 2.4.3 | Deposição | 44 |
| 3 | MODELOS DE EROSÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS | 47 |
| 3.1 | FLUIDO | 47 |
| 3.2 | EROSÃO | 50 |
| 4 | MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN | 68 |
| 4.1 | CONCEITOS BÁSICOS | 68 |
| 4.2 | AUTÔMATOS DE GÁS EM REDE | 69 |
| 4.2.1 | Modelos de gás em rede | 70 |
| 4.3 | EQUAÇÃO DE BOLTZMANN | 75 |
| 4.4 | PRINCÍPIOS DO MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN | 77 |
| 4.4.1 | Discretização do método | 80 |
| 4.4.1.1 | Modelo D2Q9 | 81 |
| 4.4.2 | Função de distribuição de equilíbrio | 82 |
| 4.4.3 | Abordagem da energia livre | 85 |
| 4.4.4 | Condições de contorno | 87 |
| 5 | MÉTODO DE PESQUISA | 88 |
| 5.1 | PROCEDIMENTO DE MODELAGEM | 88 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 5.1.1 | Formulação das equações | 88 |
| 5.1.2 | Criação da estrutura e codificação do modelo | 88 |
| 5.1.3 | Análise de sensibilidade | 88 |
| 5.1.4 | Verificação do modelo de simulação | 90 |
| 5.2 | MODELAGEM DOS EVENTOS UTILIZANDO O LBSEM | 91 |
| 5.3 | ÁREA DE ESTUDO | 92 |
| 5.3.1 | Eventos monitorados na área de estudo | 96 |
| 6 | MODELO LBSEM | 97 |
| 6.1 | REPRESENTAÇÃO ESPACIAL DO MODELO | 97 |
| 6.2 | GERAÇÃO DA SUPERFÍCIE DO TERRENO | 99 |
| 6.3 | ÁGUA | 100 |
| 6.3.1 | Incorporação da chuva | 100 |
| 6.3.2 | Infiltração de água no solo | 102 |
| 6.3.3 | Escoamento superficial | 103 |
| 6.4 | EROSÃO | 104 |
| 6.4.1 | Desprendimento | 104 |
| 6.4.2 | Transporte | 105 |
| 6.4.3 | Deposição | 105 |
| 6.5 | ESTRUTURA DO MODELO LBSEM | 106 |
| 6.5.1 | Gerenciador de dados do modelo | 106 |
| 6.5.2 | Algoritmo do reticulado | 107 |
| 6.5.3 | Conversor de dados do modelo | 108 |
| 7 | RESULTADOS E DISCUSSÕES | 109 |
| 7.1 | ANÁLISE DE SENSIBILIDADE | 109 |
| 7.2 | VERIFICAÇÃO DO MODELO DE SIMULAÇÃO | 110 |
| 7.3 | AVALIAÇÃO DE MUDANÇAS GEOMORFOLÓGICAS | 118 |
| 8 | CONCLUSÕES | 123 |
| | REFERÊNCIAS | 125 |
| | APÊNDICE A – CÓDIGO FONTE DO MODELO I | 137 |
| | APÊNDICE B – CÓDIGO FONTE DO MODELO II | 154 |
| | APÊNDICE C – CÓDIGO FONTE DO MODELO III | 163 |
| | APÊNDICE D – CÓDIGO FONTE DO MODELO IV | 188 |

| | |
|---|-----|
| ANEXO A – RESULTADOS DE PESQUISA DO SCHULTZ | 194 |
|---|-----|

1 INTRODUÇÃO

O estudo dos processos erosivos em bacias hidrográficas possui um caráter relevante na gestão dos recursos hídricos. Não em vão dita problemática tem-se definido como um dos fenômenos degradativos ambientais globais, adquirindo um caráter que atinge as esferas do econômico e social. Efeitos como a perda de nutrientes do solo repercutem na produção agrícola e, como resultado do transporte de agentes adsorvidos no sedimento erodido (nutrientes, metais pesados, pesticidas e compostos orgânicos semi-voláteis), provoca degradação dos corpos hídricos, gerando impactos ecotoxicológicos e problemas de eutrofização, além de assoreamento.

A origem do problema é atribuível à multiplicidade dos processos que se constituem como fatores de degradação nas bacias, tais como a urbanização, a industrialização, a agricultura e a extração dos recursos minerais insustentáveis, potencializando assim processos erosivos e a produção de sedimentos, convertendo este em um dos principais mecanismos de emissão no caso das fontes difusas, assim como em um agente de declínio do ambiente terrestre e dos corpos hídricos.

Cientes dos impactos gerados pela variação na quantidade e na composição dos sedimentos sobre os ecossistemas terrestres e aquáticos, bem como no desenvolvimento socioeconômico, os quais se encontram suficientemente documentados (PIMENTEL et al., 1995; BILOTTA; BRAZIER, 2008; ADHIKARI; NADELLA, 2011), a busca de uma maior compreensão dos mecanismos de erosão e da dinâmica do transporte de sedimentos tem sido feita desde diferentes enfoques, dando origem a uma grande multiplicidade de modelos matemáticos de simulação.

De acordo com Nearing e Hairsine (2011), durante os anos 50 a 70 constituiu-se o período dos modelos empíricos, culminando com a segunda publicação da Equação Universal de Perda de Solo em 1978. Entre os anos 70 e 90, desenvolveram-se os modelos de erosão fisicamente baseados, auxiliados pela modelagem computadorizada. Por sua parte, nos anos 90 a 2000, os pesquisadores focaram na compreensão e na representação da incerteza associada com a aplicação dos modelos. Em anos mais recentes foram integrados aspectos como interfaces em SIG, o uso de informações de sensoramento remoto ou sistemas baseados na web e associados a grandes bases de dados.

Assim sendo, surgem modelos capazes de representar a variabilidade espacial e a evolução temporal de estruturas ravinares através da solução das equações da hidrodinâmica e de continuidade dos sedimentos mediante o método dos elementos finitos e considerando as condições antecedentes da morfologia do terreno, a hidráulica do fluxo, o desprendimento e a deposição. Aparecem também os modelos

probabilístico-determinístico, os quais baseiam-se nos trabalhos de Nearing e Hairsine (1991) e Einstein (1937), utilizando funções de densidade de probabilidade na previsão do desprendimento do solo. O trabalho mais representativo seria o modelo desenvolvido por Sidorchuk (SIDORCHUK, 2005; SIDORCHUK, 2009) para a representação de processos geomorfológicos e que deu lugar aos denominados modelos de terceira geração, os quais, segundo Kim, Ivanov e Fatichi (2016), são o tipo de modelo que melhor poderiam auxiliar na determinação da variabilidade geomorfológica interna (gerada por fatores de microescala como, por exemplo, a erodibilidade) e externa (gerada por fatores de macroescala) que tem importante efeito sobre a produção de sedimentos. Na área sobressaem também os trabalhos desenvolvidos por Favis-Mortlock et al. (2000) com os modelos RillGrow 1 e RillGrow 2, os quais conseguem especificar a localização espacial e posterior evolução da formação de estruturas de concentração do fluxo utilizando também uma abordagem estocástica.

Assim sendo, na procura de novos ângulos de observação dos processos erosivos e na tentativa de chegar a uma representação com maior acurácia, olhar para a questão da escala na qual têm sido desenvolvidos os modelos existentes, deu lugar à possibilidade de explorar o efeito da mudança no nível de detalhe na abordagem do problema. Nessa lógica, um dos fatores fundamentais na representação dos processos erosivos tem a ver com a representação da dinâmica do fluido, podendo-se distinguir três escalas ou níveis de análise na abordagem do problema: (i) a escala microscópica; (ii) a escala mesoscópica e (iii) a escala macroscópica. No primeiro caso, têm-se interações de tipo intermolecular descrevendo tanto a dinâmica da interface, quanto os processos de transição de fase e, portanto, uma grande riqueza de detalhe. No caso das representações macroscópicas, o fluido é tratado como um meio contínuo e sua estrutura molecular fica em um segundo plano, embora parte da dinâmica do fluido seja consequência direta do comportamento microscópico, que é o caso dos fluxos difusivos e do comportamento do fluido na interface. Entre as duas escalas descritas, existe uma escala considerada como intermediária, a denominada escala mesoscópica, na qual conseguem-se representar fenômenos complexos, consequência das interações moleculares, e considerar valores macroscópicos como densidade e velocidade.

No âmbito científico, um crescente interesse tem se originado no desenvolvimento de modelos de simulação da dinâmica de fluidos baseados nas interações ao nível de partículas, pois um número moderado delas consegue representar adequadamente alguns comportamentos macroscópicos. Diferentes técnicas de simulação nesta escala têm sido implementadas, entre as quais se distinguem, autômatos de gás em rede (HARDY; POMEAU; PAZZIS, 1973; FRISCH; HASSLACHER; POMEAU, 1986), o método do reticulado de Boltzmann (HIGUERA; JIMENEZ, 1989; HIGUERA; SUCCI; BENZI, 1989; CHEN et al., 1991; QIAN; D'HUMIERES; LALLEMAND, 1992; CHEN; CHEN; MATTHAEUS, 1992;

BHATNAGAR; GROSS; KROOK, 1954), a dinâmica de partículas dissipativa (HOOGERBRUGGE; KOELMAN, 1992; ESPAÑOL; WARREN, 1995), a dinâmica de partículas suavizada (D., 2012; G.R.; M.B., 2003) e a dinâmica de colisão multipartículas (MALEVANETS; KAPRAL, 1999; MALEVANETS; KAPRAL, 2000).

Percebe-se uma necessidade de uma modelagem mais dinâmica e realista (LEI; NEARING, 1998; SIDORCHUK, 2009; NEARING; HAIRSINE, 2011; WIRTZ et al., 2011; HOFER et al., 2012; KIM; IVANOV; FATICHI, 2016), que incorpore a variabilidade dos fatores que desencadeiam os processos erosivos e que detalhe as mudanças geradas por estes.

No caso da presente tese, propõe-se, baseando-se nas vantagens oferecidas pela escala mesoscópica, utilizar o método do reticulado de Boltzmann na representação dos processos erosivos por ação do escoamento superficial e das mudanças associadas à morfologia do solo, adotando um novo enfoque e introduzindo uma linha de pensamento ainda pouco explorada em relação com a modelagem de erosão e transporte de sedimentos. Dessa maneira utilizam-se os conceitos da teoria cinética, a qual se fundamenta na escala microscópica (seguindo a trajetória de cada molécula) e da escala macroscópica (descrevendo o fluido mediante quantidades mais tangíveis como a densidade, velocidade e temperatura), na descrição do comportamento do escoamento superficial, bem como da erosão que ele gera.

Assim sendo, a hipótese a ser testada nesta tese é a de que o modelo do reticulado de Boltzmann é viável para a representação da dinâmica do fluido no processo erosivo do solo por ação do escoamento superficial, oferecendo uma representação mais acurada do fenômeno e de suas implicações na microtopografia do terreno quando comparada aos métodos na macroescala.

Como abordagem adotada para validar a hipótese mencionada, optou-se pela utilização da modelagem para simulação do escoamento superficial e da erosão do solo descrevendo os processos desde a mesoescala através do método do reticulado de Boltzmann. Na presente tese, avaliou-se o modelo utilizando resultados experimentais obtidos em parcelas de erosão, em estradas não pavimentadas na bacia do rio Sagui, no município do rio Negrinho, SC-BR, para escoamento e produção de sedimentos, realizados por Schultz (2013).

Destaca-se que a inovação do trabalho está na utilização do método do reticulado de Boltzmann, não usual em hidrossedimentologia, e a comparação dos resultados obtidos com esta abordagem que enxerga os processos desde a mesoescala (diferente da tradicionalmente utilizada em modelos de erosão) com dados de campo observados na escala de parcela.

O objetivo principal da tese é avaliar a aplicabilidade do método do reticulado

de Boltzman na representação de processos erosivos por ação do escoamento superficial. A pesquisa é guiada pelos seguintes objetivos específicos:

- a) Desenvolver uma modelagem para a simulação do processo erosivo por escoamento superficial, incluindo a representação dos processos de precipitação, infiltração, geração do escoamento superficial e desprendimento, transporte e deposição de sedimentos, sob uma abordagem do ponto de vista das interações intermoleculares, aplicando o método do reticulado de Boltzmann;
- b) Avaliar o desempenho do modelo de simulação baseado no método do reticulado de Boltzmann na representação do escoamento superficial e a produção de sedimentos gerados por eventos de precipitação;
- c) Avaliar a potencialidade do modelo para representar as mudanças morfológicas no terreno devido ao processo de escoamento superficial.

A tese está estruturada da seguinte maneira: no Capítulo 1 é apresentada a fundamentação teórica, contendo conceitos relativos aos processos de interesse, agrupados nas subsecções erosão hídrica, modelos de erosão e transporte de sedimentos e aspectos teóricos do método do reticulado de Boltzmann. No capítulo 2 descreve-se o método de pesquisa, o qual é orientado a estabelecer a ligação entre os conceitos apresentados na revisão de literatura e sua aplicação para obter o modelo de simulação de escoamento superficial e erosão de solos, que se propõe como inovação desta tese. No Capítulo 6 são apresentados os componentes e estrutura do modelo proposto, para, posteriormente, no Capítulo 7, exibir os resultados principais da tese, incluindo as análises que tentam determinar o desempenho de modelo proposto. Finalmente, no Capítulo 8, são apresentadas as conclusões, a lista de referências bibliográficas consultadas, bem como os apêndices e anexos gerados.

2 EROSÃO

2.1 CONCEITO

De forma geral, pode-se definir erosão como a disrupção do manto do solo (pedosfera) ou da sua base rochosa subjacente (litosfera) pela ação de agentes exógenos, os quais incluem água, gelo, ventos e seres vivos, sendo as atividades antrópicas o fator mais significativo que potencializa e acelera este processo (ZACHAR, 1982; HOLY, 1980).

O processo de erosão do solo compreende três fases (MORGAN, 2005; FOTH, 1990), correspondentes ao *desprendimento* de partículas individuais da massa do solo; o *transporte* das partículas desprendidas mediante a energia cinética de agentes erosivos; e a *deposição* que ocorre quando a energia disponível não é suficiente para o transporte das partículas.

Entre os agentes de desprendimento do solo, o impacto das gotas de chuva é considerado como o mais importante (erosão por impacto da precipitação). Acontece quando a ação da energia cinética das gotas de chuva, que embatem na superfície do terreno desnudo, produz uma tensão de cisalhamento que excede a força de coesão entre as partículas do solo (BAKO et al., 2017; HARMON; DOE, 2001), podendo expeli-las a uma distância de vários centímetros (transporte por impacto da chuva). Fatores adicionais que contribuem à perda da estabilidade da estrutura e à desagregação do solo compreendem o escoamento superficial; o vento; os processos de intemperismo, tanto mecânicos (ciclos de secas e cheias ou de congelamento e degelo), quanto biológicos e/ou químicos (como por exemplo, alguns sais diluídos nas águas de irrigação que estimulam a dispersão de argila); e as atividades de lavoura e pecuária.

Quanto aos agentes de transporte das partículas, compreendem tanto aqueles que atuam sobre uma área e contribuem para um deslocamento relativamente uniforme da camada de solo, sem formar sulcos (erosão laminar), quanto aqueles que concentram sua ação em canais (erosão linear). No primeiro grupo, inclui-se o próprio impacto das chuvas, como mencionado; o escoamento superficial; e o vento. O segundo grupo abrange o escoamento superficial concentrado em pequenos canais, os quais podem desaparecer por efeito de fatores climáticos (caráter temporário), bem como em ravinas ou canais mais profundos, que possuem um caráter mais permanente (MORGAN, 2005).

Aos mecanismos mencionados, somam-se o transporte mediante movimentos em massa, tais como fluxo de detritos, escorregamentos e rastejamentos ou *creep* (PINTO, 2015). Fluxo de detritos é caracterizado por movimentos rápidos com alto poder de

destruição, nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos, mobilizando um expressivo volume de material, composto inclusive por grandes blocos. Também movimento rápido, o escorregamento apresenta limites laterais e profundidade bem definidos, com geometria que pode ser circular, planar ou em cunha, sendo a chuva o principal agente deflagrador destes processos. E rastejamentos são movimentos vertente abaixo dos materiais da porção superficial das encostas, caracterizados por serem muito lentos, sob influência da gravidade e de caráter mais ou menos contínuo.

Não havendo capacidade de transporte do sedimento, ou seja, quando as forças para o transporte de sedimentos não forem mais suficientes para superar as forças do peso da partícula e atrito/fricção, ocorrerá a deposição.

Assim, a erosão constitui-se como um dos fatores modeladores da morfologia do terreno através da degradação de áreas mais elevadas e a aggradação em áreas mais rebaixadas da superfície. Compreende subprocessos interligados e altamente complexos que inicia na desintegração de rochas e desestruturação do solo por agentes físicos, químicos e biológicos; passando pelo transporte contínuo pela ação do fluido até o transporte gravitacional (descontínuo); e chegando na deposição. Sua magnitude e taxas dependem de fatores intrínsecos ao local, como composição, propriedades e estrutura do solo; declividade; clima; bem como cobertura da terra e intervenções humanas existentes. A identificação e entendimento desses subprocessos e fatores intervenientes levam a uma fundamentação sólida na área da modelagem, seja no desenvolvimento de um modelo matemático ou na interpretação de seus resultados consciente de suas limitações. Na sequência ampliam-se os conceitos relacionados com o processo erosivo, particularmente com foco naqueles conceitos e princípios tocantes à erosão hídrica.

2.2 BASE HIDROLÓGICA DA EROSÃO

Os processos de erosão hídrica encontram-se ligados aos caminhos da água em sua movimentação através da superfície do terreno (MORGAN, 2005). Assim sendo, durante um evento de precipitação, parte de água atinge diretamente o solo (precipitação direta), seja pela ausência de vegetação ou pela passagem através dos vazios entre folhas, ramos e outros obstáculos. A água que é interceptada pela vegetação e/ou obstáculos pode retornar à atmosfera em forma de vapor ou pode escorrer para o solo, juntando-se à precipitação direta. O impacto direto das gotas de chuva sobre o solo pode destruir os agregados expostos na sua superfície, dando início ao processo erosivo provocado pelas águas (erosão por impacto).

A chuva que atinge a superfície do solo infiltra, preenchendo seus poros vazios e contribuindo para sua umidade. Enquanto o solo apresenta muitos poros vazios (com ar), uma chuva que atinge um solo inicialmente seco será absorvida quase totalmente pelo solo. A água continua seu movimento através dos poros, por percolação, e even-

tualmente atinge a zona saturada (aquífero subterrâneo). À medida que os poros vão sendo preenchidos, a infiltração tende a diminuir, estando limitada pela capacidade do solo de transferir a água para as camadas mais profundas. Esta capacidade é dada pela condutividade hidráulica. A partir deste limite, quando o solo está próximo da saturação, a capacidade de infiltração permanece constante, aproximadamente igual à condutividade hidráulica (COLLISCHONN; TASSI, 2008).

Quando a intensidade da precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, as depressões no terreno são preenchidas e dá-se início ao processo de escoamento superficial, procurando a água os canais naturais e dando lugar no percurso à erosão laminar, em lençol ou superficial, resultando na remoção progressiva e relativamente uniforme dos horizontes superficiais de solo, já iniciado com o transporte por salpico, bem como à erosão linear, que ocorre quando os filetes de água se concentram em determinados locais formando grandes incisões lineares na forma de sulcos, ravinas e canais mais profundos (ALMEIDA; TEIXEIRA, 2014). Considera-se, portanto, nesse momento a intensificação do processo de transporte de sedimentos.

2.3 FATORES CONTROLADORES DOS PROCESSOS DE EROSÃO HÍDRICA

A erosão do solo é condicionada pelos agentes erosivos e pelas características do solo e do terreno e suas condições de uso e cobertura vegetal (MORGAN, 2005; ZACHAR, 1982; HOLY, 1980; AGASSI, 1996). A interação entre os processos hidrológicos com o desprendimento e transporte de sedimentos define os padrões e a magnitude da erosão e da deposição. Assim sendo, são discutidos os fatores determinantes deste processo, como a precipitação, a infiltração, que por sua vez influencia a geração do escoamento superficial, as características do solo e a cobertura vegetal.

2.3.1 Precipitação pluviométrica

Conforme já mencionado, os efeitos erosivos da chuva originam-se do desprendimento do solo pelo impacto da chuva e da capacidade de transporte do escoamento superficial. A capacidade erosiva pelo impacto das gotas é determinada pela energia cinética das mesmas (definida pela massa, diâmetro e velocidade das gotas), enquanto que pelo escoamento superficial dependerá da quantidade, da velocidade e do grau de confluência (ZACHAR, 1982).

Assim, a precipitação funciona como o mecanismo de entrada de energia em um sistema Antoneli (2011), e os efeitos erosivos dependem principalmente de suas características físicas, tais como a taxa de precipitação e a área de abrangência, a velocidade e direção de queda da gota, o potencial elétrico na atmosfera, a variação dos padrões de chuva e sua recorrência (ZACHAR, 1982).

Diferentes autores (LAWS; PARSONS, 1943; MARSHALL; PALMER, 1948) investigaram a ligação existente entre o tamanho da gota e a intensidade da chuva, observando que o número e tamanho aumentavam com a intensidade até um limiar no qual permaneciam constantes ou aumentavam lentamente. Assim sendo, a intensidade da chuva é considerada como a variável de caracterização mais importante em relação à erosão e perda de solos (MORGAN, 2005; FORNIS; VERMEULENB; NIEUWENHUISB, 2005; ANGULO-MARTÍNEZ; BEGUERÍA; KYSELÝ, 2016). Relações empíricas são encontradas entre a perda de solo com a intensidade da precipitação (I) e a energia cinética (KE). Catorze equações foram recompiladas por Angulo-Martínez, Beguería e Kyselý (2016) salientando a importância de I e KE, pelo fato delas permitirem a estimativa do poder erosivo da precipitação (erosão por salpicamento e pelo escoamento superficial). A intensidade de precipitação um parâmetro chave em modelos de erosão hídrica espacialmente distribuídos, tais como USLE (WISCHMEIER; SMITH, 1958), RUSLE (RENARD et al., 1996), LISEM (ROO; WESSELING; RITSEMA, 1996; ROO; OFFERMANS; CREMERS, 1996) e WaTEM/SEDEM (OOST; GOVERS; DESMET, 2000; ROMPAEY et al., 2001; VERSTRAETEN et al., 2002).

Eventos de precipitação com altas intensidades e curta duração têm capacidade de produzir maiores perdas de solo (MORGAN, 2005; MOHAMAD, 2011). Experimentos realizados por Mohamad (2011) em 18 parcelas durante 12 eventos erosivos na estação chuvosa, permitiram relacionar as intensidades máximas de precipitação (para diversas durações do evento de 10, 20, 30, 40, 50, 60 e 90 minutos) e a perda de solo. Como resultado, durante eventos de baixa intensidade (< 10 mm/h), correspondentes às intensidades máximas de precipitação registradas para eventos de duração de 60 e 90 minutos, observou-se uma relação linear entre a perda de solo e a intensidade. Para as máximas intensidades de precipitação (entre 10 e 30 mm/h em 10 e 20 minutos de duração da chuva), as relações encontradas foram de tipo potencial, logarítmico e exponencial. Para intensidades de precipitação entre 5 e 10 mm/h e durações de entre 30 e 50 minutos, a tendência foi uma relação de tipo logarítmico. Em todos os casos, a perda de solos se manteve na faixa entre 0,1 e 0,6 kg.

Estudos realizados em Inglaterra por Morgan (MORGAN, 2005), entre 1973 e 1975; indicavam a erosão como relacionada a dois tipos de eventos de precipitação; os muito intensos e de curta duração, onde a capacidade de infiltração do solo é excedida; e os eventos de longa duração e baixa intensidade, os quais saturam o solo. De fato, chuvas com as características descritas foram identificadas por Casalí, Lopez e Giraldez (1999) como responsáveis pela maior perda solo em voçorocas efêmeras, as quais foram monitoradas utilizando medidores mecânicos de deformação, na região de Navarra (Espanha).

Adicionalmente, dois aspectos que devem ser considerados em relação com a precipitação são a frequência e o intervalo de tempo entre eventos, os quais são fatores de relevância para processos como a infiltração, a geração do escoamento superficial e a perda de solo, principalmente devido ao incremento da frequência e intensidade de eventos extremos de precipitação resultado das mudanças climáticas (WANG et al., 2018; ERPUL; ÇANGA, 1999; TEDESCHI; GRIMM; CAVALCANTI, 2016; PLOSZAI; MINE, 2016). Nesse sentido, Wang et al. (2018) estudou a resposta hidrológica ante precipitações antecedentes para fins de avaliar a realação da intensidade e as condições de umidade antecedente na geração do escoamento superficial e a erosão. No estudo, utilizando um simulador de chuvas, foram testadas três intensidades de chuva (20, 40 e 60 mm/h) em cinco eventos sucessivos durante três dias, em nove parcelas de erosão, numa área de 900 m² com declividade média de 10°. Em geral, os resultados mostraram a produção de sedimentos (SY), a profundidade do escoamento (RD) e o coeficiente de escoamento (RC) como significativamente influenciados pelas chuvas sucessivas. O tempo de início do escoamento superficial (RCT) e a profundidade do escoamento (RD) observaram-se reduzidos e incrementados entre chuvas consecutivas (especialmente para a intensidade de 60 mm/h), respectivamente; não assim no caso da primeira chuva. Quanto à produção de sedimentos, a citada pesquisa registrou um incremento sob a influência de chuvas sucessivas. No entanto, esta observou-se limitada pelo transporte enquanto o escoamento superficial foi baixo (chuvas sucessivas de baixa e moderada intensidade, 20 mm/h e 40 mm/h) e pelo desprendimento, enquanto o escoamento foi alto (chuvas sucessiva de alta intensidade, 60 mm/h). O comportamento anterior foi condizente com os resultados da concentração de sedimentos (SC), os quais foram altos para a primeira chuva sob intensidades de 40 e 60 mm/h (partículas facilmente erodíveis eram arrastadas) e decresceram rapidamente no tempo, enquanto a disponibilidade de sedimentos diminuiu, particularmente para 60 mm/h (produção de sedimentos limitada pelo desprendimento sob chuvas de alta intensidade).

Em relação ao impacto das chuvas sucessivas sobre o teor de umidade do solo, este foi um fator determinante no controle do escoamento, registrando valores importantes tanto para este, quanto para o transporte de sedimentos. Nesse sentido, é importante salientar que as condições de umidade antecedentes são importantes, pois usualmente existem vazões de base ou estoques de águas subsuperficiais na bacia, os quais são reconectados durante os eventos de precipitação, promovendo a expansão de zonas saturadas (em função da duração e a intensidade do evento) e gerando um impacto nos padrões espaciais de infiltração e, portanto, afetando os processos de escoamento e erosão, criando uma reposta não linear aos eventos de precipitação na bacia (BRACKEN; CROKE, 2007; CAIQIONG; JUN, 2016).

Embora os valores que possam se obter dependam das características particula-

res das áreas estudadas, Zhiying e Haiyan (2016) recopilam, à luz de futuras mudanças climáticas, as aproximações de alguns autores como Pruski e Nearing (2002), sugerem que uma variação de 1% na precipitação anual poderia causar, em média, variações de 1,7% na perda de solos e de 2% no escoamento superficial; Zhang (2007), quem definiu que um incremento de 4 a 18% na precipitação levaria a incrementos de 49 a 112% no escoamento superficial e de 31 a 167% na perda de solos; ou O'Neal et al. (2005), que analisando 11 regiões dos Estados Unidos, concluíram que um incremento de 10 a 20% na precipitação anual estaria associado a um incremento de 10 a 310%, no escoamento superficial, e de 33 a 274%, na perda de solos, para o período 2040-2059 em relação ao período 1990-1999.

A pergunta a respeito da precipitação como fator de influência no processo erosivo, é quanta chuva se requer para induzir uma erosão significativa ou qual é o valor crítico a partir do qual se inicia o processo de erosão do solo (MORGAN, 2005; ANTONELI, 2011). Em função de outros fatores intervenientes, como foi apresentado, esta pergunta não tem uma resposta única.

2.3.2 Infiltração

Focando na ação do escoamento superficial na erosão, seja no desprendimento ou na sua capacidade de transporte, esta depende da quantidade e velocidade do escoamento, que por sua vez depende da infiltração, topografia e cobertura vegetal.

A infiltração é considerada como um fator crítico na geração de escoamento superficial e, portanto, agente de influência importante na taxa de erosão dos solos (MORGAN, 2005; FILL; MINE, 1989). É definida como o movimento da água, geralmente proveniente de precipitações, para a camada superficial do solo pela ação da gravidade e do potencial capilar, pelo qual é atraída e mantida como uma fina película ao redor das partículas do solo. Sua magnitude e taxas dependem das condições edafoclimáticas e de uso e cobertura da terra.

Quando a chuva atinge a superfície do solo, parte dela, ou a sua totalidade pode ser absorvida até um certo limite de intensidade, movimentando-se para baixo por força da gravidade e da tensão capilar, a qual tende a zero à medida que os espaços entre as partículas de solo são preenchidos com água. Assim, a taxa de infiltração é maior no início do evento e tende a um valor limite que representa a máxima taxa constante à qual a água pode-se movimentar através do solo a camadas mais profundas (corresponde teoricamente à condutividade hidráulica saturada do solo). Deve-se notar que a taxa de infiltração inicial depende fortemente do estado inicial de umidade do solo (MORGAN, 2005; FILL; MINE, 1989), já abordado no item anterior.

O processo de escoamento superficial inicia a partir de um valor limite de intensidade (capacidade de infiltração do solo), quando o excesso de precipitação escoa

sobre a superfície do solo. Segundo Bracken e Croke (2007), a taxa de infiltração é provavelmente a característica mais importante na geração de escoamento em encostas, na escala de parcela, enquanto a variação espacial do escoamento associada à variação espacial da infiltração é mais importante na escala de bacia.

Em terrenos naturais, as taxas reais de infiltração podem diferir substancialmente dos valores teóricos (sujeitos às leis do movimento da água em meios porosos), de modo que expressões empíricas em geral dão resultados mais consistentes com a realidade (FILL; MINE, 1989). Uma equação empírica que descreve este comportamento é a equação de Horton:

$$H(t) = H_c + (H_o - H_c)e^{-kt} \quad (2.1)$$

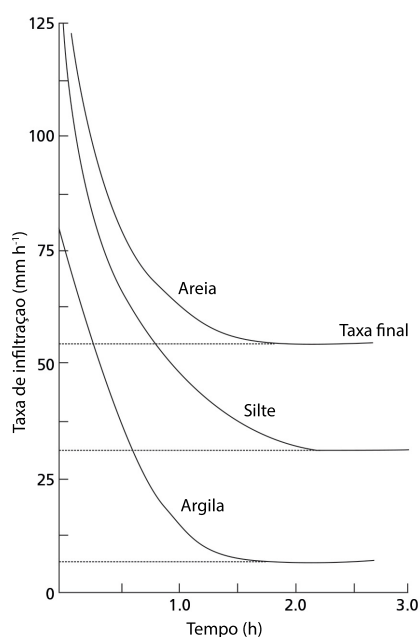
onde $H(t)$ é a capacidade de infiltração num instante qualquer (mm/h); H_c é a capacidade de infiltração em condição de saturação (mm/h); H_o é a capacidade de infiltração quando o solo está seco (mm/h); t é o tempo (h); e k é um parâmetro que deve ser determinado a partir de medições no campo. Esta equação é uma função exponencial assintótica ao valor H_c .

As taxas de infiltração dependem fortemente da estrutura da superfície do solo. A existência de cavidades macroscópicas pode auxiliar muito na taxa de infiltração (solos arenosos ou franco arenosos). Essas cavidades quando abertas para a superfície são preenchidas com água e abrem frentes de umedecimento nas três dimensões, quando fechadas podem resultar em bolhas de ar confinadas sem contribuição significativa para aumentar a infiltração (argilas). A capacidade de infiltração pode variar na faixa de 200 mm/h (areias) a 5 mm/h (argilas), conforme apresentado na Figura 1 (MORGAN, 2005; FILL; MINE, 1989).

Como mecanismo de geração de escoamento, nem sempre a comparação da intensidade da chuva em relação à capacidade de infiltração resulta um fato no que à geração de escoamento superficial se refere. Nesse sentido, conforme discutido, o impacto das gotas de chuva pode gerar tanto o desprendimento, quanto o deslocamento das partículas de solo, mas também pode provocar a modificação da estrutura superficial do solo levando à formação de crostas. De acordo com Rosa et al. (2013), a crosta define-se como uma camada de espessura variável, densa e dura que ocorre na superfície do solo e é caracterizada por apresentar maior densidade e resistência à penetração, além da obstrução e redução dos poros e uma baixa condutividade hidráulica. Assim, embora só uma fina camada da superfície do solo é modificada pela presença de crostas (espessura de <1 mm a 5 cm), os efeitos nas propriedades hidráulicas do solo são pronunciados, reduzindo a infiltração acumulada, aumentando o escoamento superficial e reduzindo o tempo de início do escoamento (BRACKEN; CROKE, 2007; WANG et al., 2016).

As pequenas partículas dispersas pelo efeito desagregador da chuva tendem a

Figura 1 – Taxas de infiltração típicas por tipo de solo



Fonte: Morgan (2005, p. 13)

serem carregadas, obstruindo os poros do solo. À medida que a superfície seca, forma-se uma fina camada de material sem estrutura definida na superfície do solo (encrostamento e selamento superficial), o que reduz a infiltração de água e aumenta a susceptibilidade do solo à erosão. No entanto, Bu, Wu e Yang (2014), também apontam outra vertente, além desta que sugere o aumento do escoamento superficial e erosão dos solos, que estabelece que uma relativa alta resistência ao cisalhamento das crostas superficiais aumenta a resistência à erosão do solo.

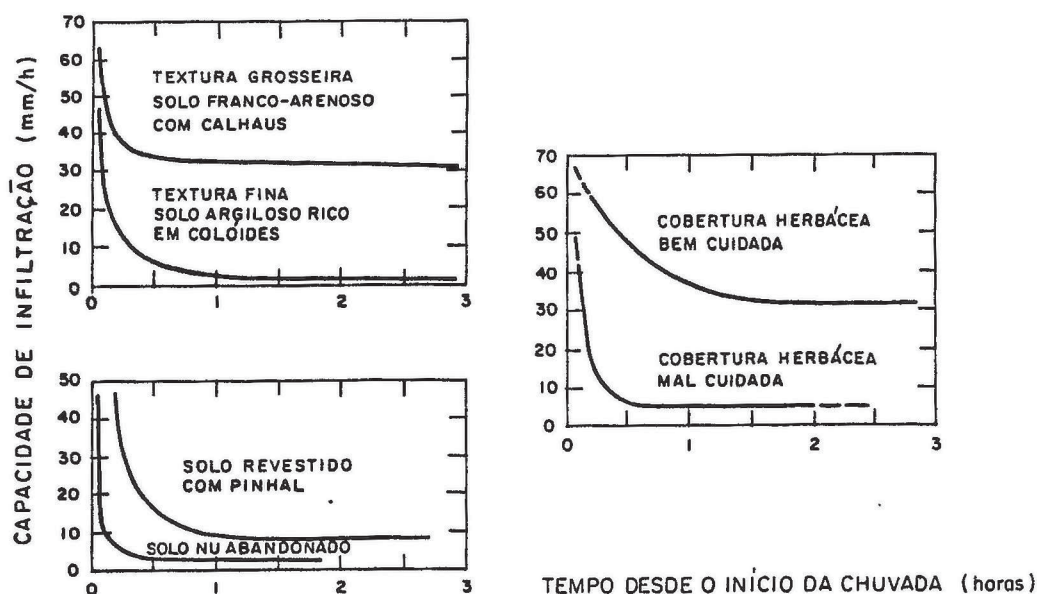
Em sua pesquisa Bu, Wu e Yang (2014), analisaram três tipos de solo, dois do tipo franco siltoso (definidos como solos roxo e sedimentar) e um franco argilo siltoso (solo preto). A erosão acumulada por salpicamento foi menor, embora desprezível, na presença de crostas no caso dos solos roxo e sedimentar (3,1% e 8,9%, respectivamente, em relação com amostras sem crostas). Adicionalmente, a presença de crostas produziu um retardo no início da infiltração de 15 minutos para o solo roxo e de 10 minutos para o sedimentar, sendo reduzida a infiltração total em 45% e 53,4%, respectivamente. O incremento do escoamento superficial foi de 2,8% para o solo roxo e de 3,4% para o sedimentar. O solo preto, por sua vez, apresentou uma erosão acumulada por salpicamento 95,2% maior em amostras com presença de crostas quando comparadas com amostras sem crostas. Nesse último caso, a erodibilidade do solo foi influenciada, não somente pela resistência ao atrito e a coesão (resultado de mudanças na estrutura física do solo), senão também pelo menor tamanho (ou peso) das partículas de solo. O

retardo no início da infiltração para este solo foi de 5 minutos, a infiltração acumulada foi reduzida em 42,9% e o escoamento superficial incrementou em 42,9%. Finalmente, os efeitos das crostas no terreno decresceram com o tempo e para o final do evento não se observaram diferenças no comportamento de amostras com e sem presença de crostas.

De um modo geral, podem-se enumerar os seguintes fatores que afetam a capacidade de infiltração (FILL; MINE, 1989):

- a. A duração da precipitação. Em geral a capacidade de infiltração reduz-se com a duração da chuva, dado que os movimentos da água no solo são muito mais lentos e há uma demora em atingir o regime permanente.
- b. Varia evidentemente com a textura do solo, a cobertura vegetal e utilização da terra, como pode ser visto na Figura 2 e na Tabela 1.
- c. Se o solo está seco no início da chuva, o umedecimento da camada superior provoca um forte efeito da capilaridade que se soma à gravidade para facilitar a infiltração. A Figura 3 mostra a dependência da taxa de infiltração inicial das condições iniciais de umidade do solo.
- d. Quando o solo está muito úmido, alguns coloides expandem-se e a capacidade de infiltração é reduzida.
- e. A compactação devido à chuva reduz grandemente a capacidade de infiltração dos solos de textura fina originando uma crosta superficial, resultante da destruição dos agregados estruturais, em que os elementos finos preenchem os poros maiores, este efeito é muito pronunciado em solos argilosos que se tornam quase impermeáveis.
- f. No caso de solo muito seco existem às vezes muitas partículas finas soltas à superfície (estado pulverulento). A penetração dos materiais finos, que são carregados para o interior do solo, têm tendência a colmatar os vazios intersticiais e a reduzir a infiltração.
- g. Compactação devida a homens e animais, como exemplo campos de jogos, estradas de terra, pastagens, reduz geralmente a capacidade de infiltração.
- h. A macro-estrutura do terreno também influi muito, pois a existência de depressões no solo, como nos terrenos lavrados, aumenta a capacidade de infiltração pela redução ou até eliminação do escoamento superficial.
- i. A cobertura vegetal é duplamente eficaz para aumentar a infiltração, como já foi mencionado antes, pois protege o terreno da compactação devido à chuva e diminui a velocidade de escoamento, aumentando, conseqüentemente, a possibilidade de infiltração.

Figura 2 – Curvas de capacidade de infiltração para solos com diferentes: (a) textura; (b) cobertura vegetal; (c) utilização da terra.



Fonte: Fill e Mine (1989, p. 46)

- j. Como o escoamento nos espaços intersticiais do solo é quase sempre laminar, e nestas condições a variação da viscosidade em função da temperatura influi nas perdas e consequentemente na instensidade de infiltração.
- k. Em climas frios forma-se uma camada impermeável de gelo. Este congelamento da umidade do solo reduz a capacidade de infiltração enormemente.

2.3.3 Características do solo e estabilidade dos agregados

A erodibilidade define a resistência do solo, tanto ao desprendimento, quanto ao transporte, e tem como determinantes mais importantes as propriedades do solo, tais como textura, estabilidade do agregado, resistência ao cisalhamento, capacidade de infiltração, teor de matéria orgânica e propriedades químicas do solo (MORGAN, 2005). No entanto, a erodibilidade dependerá também de fatores climáticos, da declividade e de perturbações como as próprias da lavoura.

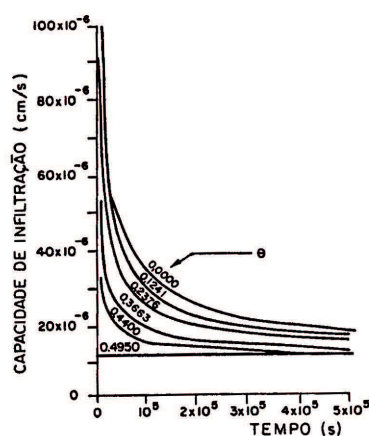
A textura encontra-se associada à composição granulométrica, especificamente define-se como a proporção relativa de areia, silte e argila no solo (FOTH, 1990). Assim, em relação à erosão, diferentes pesquisas realizadas por Hao et al. (2016), Wakindiki e Ben-Hur (2002), Young (1980), Ben-Hur et al. (1985) evidenciam que os

| Grupo de solos | Valor mínimo da capacidade de infiltração (mm/h) | Características do solo |
|----------------|--|--|
| A | 8 - 12 | Areias profundas, siltes profundos e solos agregados |
| B | 4 - 8 | Siltes pouco profundos e solos franco-arenosos |
| C | 1 - 4 | Solos franco-argilosos, solos franco-arenosos, solos com baixo teor em matéria orgânica e solos com elevado teor de argila |
| D | 0 - 1 | Solos com grande porcentagem de matéria orgânica |

Tabela 1 – Classificação dos solos em função dos respectivos valores mínimos de capacidade de infiltração, alcançados depois de longos períodos de umedecimento e cultivados em linhas

Fonte: Fill e Mine (1989, p. 45)

Figura 3 – Influência da umidade do solo sobre a capacidade de infiltração



Fonte: Fill e Mine (1989, p. 46)

solos arenosos são menos suscetíveis à erosão, pois o maior tamanho das partículas favorece a resistência à energia cinética da água por períodos mais longos de tempo e, portanto, ao transporte (requerendo de uma força maior para seu arraste), além de ser solos altamente permeáveis. Já os solos com partículas finas (solos argilosos) mostram-se com baixa permeabilidade, mas resistentes ao desprendimento devido a sua coesão, evidenciando alta consistência para valores médios da umidade. As propriedades encontradas como menos favoráveis em relação à erosão corresponderam a solos sedimentares devido ao baixo teor de partículas cimentantes ou coloides.

A respeito da estabilidade dos agregados, autores como LeBissonnais (2016) a definem como um dos fatores com maior influência na erodibilidade do solo, associado a fatores como a mineralogia da fração argila, o teor de matéria orgânica, o tipo e a concentração de cátions, entre outros. Entre os principais mecanismos de perda da estabilidade dos agregados, a literatura identifica a quebra por umedecimento ou *slaking*, como resultado da compressão do ar aprisionado no interior dos agregados (geração de crostas estruturais); a dispersão físico-química da argila, que ocorre pela redistribuição das partículas ou fragmentos dispersos concentrados no topo da superfície do solo (geração de crostas deposicionais); a quebra por impacto da gota de chuva e o fraturamento por expansão e contração do solo durante ciclos de umedecimento e secagem (LEBISSONNAIS, 2016; ROSA et al., 2013). Os fenômenos anteriores e os fundamentos já descritos explicam a ligação existente entre o perda da estabilidade dos agregados e a erosão de solos, cuja magnitude dependerá do tamanho dos fragmentos desprendidos os quais serão facilmente transportados por ação das gotas e pelo escoamento superficial.

Solos com alto teor de minerais são geralmente mais estáveis, já que estes contribuem à ligação química dos agregados. Assim, a estabilidade dos agregados dependerá do tipo de mineral de argila presente no solo, pelo qual constituintes mineralógicos resistentes à expansão por efeito da umidade (caulinita, haloisita, clorita ou micas de grão fino) exibirão um baixo nível de erodibilidade, enquanto solos que contêm esmectita ou vermiculita exibirão uma alta erodibilidade (MORGAN, 2005).

Ben-Hur et al. (1985) analisaram dois tipos de solos (calcários e não calcários) com diferentes teores de argila (3% a 60%). O solo calcário e o não calcário provinham de regiões com precipitações médias anuais de 600 mm e 1000 mm, respectivamente. Os resultados mostraram, para um teor intermediário de argila (20%), estruturas dos agregados frágeis para os dois tipos de solo, apresentando fraturamento e desprendimento de um solo facilmente erodível que formou uma crosta que impediu a infiltração e reduziu a porosidade. Os solos com teor de argila superior a 20% proveram suficiente estabilidade aos agregados para resistir ao fraturamento, reduzindo o desprendimento e o escoamento superficial. Em solos com teor de argila inferior a 20% não foi obser-

| Teor de argila do solo | Incremento da capacidade de retenção (%) |
|------------------------|--|
| < 20% | 20% - 30% |
| 10% - 15% | 10% - 25% |
| 15% - 20% | 10% - 18% |
| > 20% | <10% |

Tabela 2 – Incremento da capacidade de retenção de água dos solos de acordo com o teor de argila

Fonte: Murphy (2014, p. 51)

vada dispersão de material, nem redução da porosidade na superfície do terreno.

Finalmente, considera-se aqui o teor de matéria orgânica no solo como fator da estabilidade dos agregados, o qual, de acordo com Roose e Barthés (2001), é amplamente reconhecido, não só pelo incremento na estabilidade da estrutura do solo, mas também pelo incremento da resistência ao impacto da chuva, a macroporosidade e a taxa de infiltração.

As publicações recolhidas por Murphy (2014), por exemplo, indicam que um incremento de 1 g de carbono orgânico em 100 g de solo incrementa a capacidade de retenção de água nas proporções apresentadas na Tabela 2.

Ao prover estabilidade aos agregados do solo ante a umidade e o impacto das gotas, a capacidade de infiltração é mantida e a formação de crostas superficiais é prevenida. Assim, a quantidade de escoamento superficial reduz-se, particularmente sob chuvas de grande intensidade, minimizando os efeitos da erosão.

Os resultados da pesquisa realizada por Dumas (1965 apud ROOSE, 1996) (fonte escrita em língua francesa) em solos calcários em Tunísia, mostraram que um incremento de 1% na matéria orgânica reduziu a erodibilidade do solo em mais de 5%, enquanto a presença de cerca de 10% de fragmentos de minerais ou partículas de rocha no horizonte superficial reduz a erodibilidade em mais de 15%. Ao aumentar a 40% a porcentagem de fragmentos de minerais e partículas de rocha, observou-se um decréscimo na redução da erodibilidade do solo.

2.3.4 Comprimento e declividade das vertentes

A erosão hídrica encontra-se condicionada ao escoamento superficial das encostas. Com o aumento da declividade e do comprimento das vertentes, produz-se o aumento da velocidade, do volume do escoamento e sua capacidade de transporte e, portanto, o aumento da ação destrutiva sobre a superfície, elevando as perdas de solo por erosão (MORGAN, 2005; ZACHAR, 1982).

Gussak (1937 apud ZACHAR, 1982), Musgrave (1947 apud HOLY, 1980), Zingg (1940 apud HOLY, 1980) and Neal (1938 apud HOLY, 1980), entre outros, utilizaram medições de campo e dados experimentais obtidos a partir de monolitos de solo para derivar a equação empírica que relaciona as perdas de solo e o declive da encosta:

$$E = f(S^n) \quad (2.2)$$

em que E é a perda de solos (massa por unidade de área por unidade de tempo), S a declividade da vertente e f e n coeficientes empíricos, com n assumindo valores entre 0,8 e 1,5.

Faixas de erosão crítica foram estabelecidas por Wischmeier e Smith (1965), Polyakov (1964 apud HOLY, 1980) e Kostin (1945 apud HOLY, 1980) (fontes escritas em língua russa que não foram encontradas pela autora desta tese), indicando como declividade crítica para a erosão aguda as faixas de 1 a 2° em solos de resistência baixa, de 3 a 5° em solos de resistência média e de 6 a 7° em solos de resistência alta.

Quanto ao comprimento da vertente, este é importante principalmente em relação com o incremento da vazão e o grau de confluência. À medida que estes aumentam, a velocidade do escoamento e sua capacidade de transporte mudam. Assim, tendo uma declividade constante na encosta e uma chuva de duração suficiente para prover o tempo necessário para as partículas de água percorrer o percurso da divisória até o pé da encosta, o escoamento, sua intensidade e o esforço tangencial aumentarão com o comprimento da vertente e, portanto aumentará a intensidade da erosão (HOLY, 1980; ZACHAR, 1982).

Dados de vários estudos mostram uma tendência ao incremento das perdas de solo com o comprimento da vertente como resultado da evolução da erosão laminar para uma erosão pela concentração do escoamento em canais (NORD; ESTEVES, 2010; HOLY, 1980).

As relações empíricas obtidas na base de parcelas experimentais foram do tipo:

$$E = f(L^n) \quad (2.3)$$

em que E é a perda de solos (massa por unidade de área por unidade de tempo), L o comprimento da vertente e f e n coeficientes empíricos. Os valores registrados para n , por diferentes pesquisadores, estiveram entre 0,5 e 1,5.

A combinação do comprimento e declividade das vertentes produz efeitos erosivos agudos, portanto pesquisas que avaliaram estes efeitos concluíram que quanto menor a declividade crítica, maior o comprimento crítico (no maior número dos casos). Assim sendo, para encostas íngremes o comprimento de vertente crítico será próximo de zero, sinalizando que o solo nesta condição precisa ser protegido. Estes dois fatores

são comumente utilizados na definição do tipo e localização de medidas de controle da erosão (ZACHAR, 1982; HOLY, 1980).

Estudos realizados por Zhang et al. (2017), para avaliar os efeitos do comprimento e declividade da vertente nos processos de erosão interravinar em solos francos, contemplaram 250 eventos de chuva simulados (48, 62, 102, 149 e 170 mm/h) com duração de 60 minutos, declividades de vertente (DV) de 17,6; 26,8; 36,4; 46,6 e 57,7% e comprimento de vertente (CV) de 0,4; 0,8; 1,2; 1,6 e 2,0 m. Os resultados obtidos mostraram incrementos nas taxas de erosão interravinares com o aumento da intensidade da chuva para todos os gradientes e comprimentos de vertente, com menor sensibilidade ao incremento de CV. Os efeitos de CV na taxa de erosão por unidade de área aumentaram entre 40 e 80 cm, no entanto, decresceram com incremento de CV para a maioria das DV nas intensidades de chuva testadas. A maior diminuição na taxa de erosão com o incremento do CV foi observada para as maiores intensidades de chuva (entre 80 e 120 cm), porém dita tendência foi revertida com o aumento de CV 160 a 200 cm.

A tendência da concentração de sedimentos foi decrescente com o incremento de CV, enquanto que a vazão unitária cresceu linearmente com o CV para todas as intensidades e DV com um incremento significativo da capacidade de transporte entre 40 e 80 cm. A erosão neta em cada segmento foi calculada indicando que no segundo segmento (40 a 80 cm) esta foi maior, atingindo o valor máximo para a máxima intensidade e DV. Para o terceiro e quarto segmento (80 a 120 cm e 120 a 160 cm, respectivamente) a erosão neta diminuiu, por efeito da deposição. Este último fato é similar ao comportamento já citado e registrado por Zachar (1982) em experimentos anteriores. Finalmente, a erosão neta aumentou no ultimo segmento (160 a 200 cm). Este padrão pode-se afirmar que depende de mudanças no transporte de sedimento devido à ação combinada do transporte por efeito do impacto das gotas e pelo escoamento superficial, que são característicos de zonas interravinares. Assim, pode-se atribuir o transporte nos primeiros segmentos (0 a 80 cm) à ação das gotas de chuva e no último segmento, à ação do escoamento superficial havendo-se desenvolvido uma profundidade do escoamento maior.

A respeito da utilização destes dois parâmetros como critério para a introdução de medidas de proteção para as vertentes, Zhang et al. (2015) mostrou em uma bacia de 3,2 km², localizada em uma região com topografia montanhosa, que os critérios estabelecidos pela autoridade ambiental para efeitos da mudança do uso do solo, não só deveriam estar baseados no gradiente (15° a 25° dependendo da zona da bacia), senão também na relação existente entre os diferentes usos do solo sobre determinadas declividades com a erosão. Os gradientes utilizados nesta pesquisa foram divididos em seis categorias (0° a 2°, 3° a 6°, 7° a 15°, 16° a 25°, 26° a 75° e > 75°), corresponden-

tes aos relevos plano, suave-ondulado, ondulado, forte-ondulado, montanhoso e forte montanhoso, respectivamente. Os resultados obtidos para os diferentes usos da terra mostraram que o grau de erosão que ocupou uma maior porcentagem de área na bacia correspondeu a solos florestais com declividades nas categorias de erosão admissível (1, 2 e 3), com uma erosão média nas categorias 4 e 5. Similar comportamento foi registrado no caso dos pomares. No caso de terrenos agrícolas e pousios os graus de erosão com maior porcentagem de área na bacia estiveram nas categorias 1 a 5 (erosão ligeira, média, destrutiva e muito destrutiva).

Segundo as equações definidas pelo autor, para um gradiente de 15° , a erosão para os usos florestais, de pomares, agrícola e de pousio seria de 11 t/ha/a, 264 t/ha/a, 21 t/ha/a e 220 t/ha/a. Baseado no modelo e de acordo com a média de erosão admissível (15 a 40 t/ha/a) pela normativa da zona, as declividades críticas por uso de solo, segundo o autor, corresponderiam a 28° , 21° , 15° e 5° para os usos florestais, de pomares, agrícola e de pousio, respectivamente.

2.3.5 Cobertura vegetal

A cobertura vegetal é um fator determinante na redução da erosão hídrica. De maneira geral, através da proteção proporcionada por esta é possível dissipar a energia pelo impacto da gota de chuva; incrementar a infiltração reduzindo a conformação de crostas superficiais; reduzir a velocidade do escoamento superficial; ligar o solo mecanicamente e melhorar as características físicas, químicas e biológicas do solo. Alguns benefícios mais específicos atribuíveis à presença da cobertura vegetal são apresentados na Tabela 3.

Autores como Bracken et al. (2015) e Holz et al. (2015) registram como as maiores reduções na perda de solos, as obtidas quando a cobertura vegetal é incrementada de 0 a 30%, registrando-se o desaparecimento de estruturas de erosão lineares uma vez atingidas coberturas de 23%, como resultado do incremento da rugosidade e da resistência da superfície. Bracken et al. (2015) salienta a importância da cobertura vegetal nos períodos que transcorrem entre eventos de baixa frequência e grande magnitude, pois eventos de alta frequência e baixa magnitude continuarão liberando sedimentos, podendo a vegetação controlar uma parte da taxa de geração do sedimento.

O estudo realizado por Nouwakpo et al. (2018) comparou três diferentes porcentagens de cobertura vegetal (baixa, B: $< 5\%$; média, M: $5 - 19\%$; alta, A: $> 19\%$) em parcelas de erosão (6×2 m) localizadas em encostas de pastagens, utilizando chuvas simuladas de 114 mm/h. A textura do solo foi classificada como franco siltosa com 1,5% de areia, 66,7% de silte e 21,8% de argila. No estudo, a superfície mais exposta (parcela B) apresentou um rápido desenvolvimento de crostas superficiais e um rápido decréscimo da taxa de infiltração. Nas parcelas M e A, a serapilheira e a cobertura vege-

| Elemento | Efeitos |
|--|---|
| Copas arbóreas | Protege a superfície do impacto das gotas de chuva, da radiação solar e beneficia a atividade biológica e os processos de formação de agregados do solo |
| Estrutura de vegetação (caules e folhas) | Incrementa a rugosidade do solo e, portanto, contribui na redução da velocidade do escoamento e o transporte de sedimentos, incrementando a sedimentação |
| Densidade radicular | Incrementa a coesão do solo e, portanto a resistência à erosão |
| Interface solo-raiz | Incremento da porosidade e a macroporosidade do solo melhorando a infiltração, de forma a incrementar a disponibilidade de água para as plantas e reduzindo o escoamento a jusante e, em consequência, o risco de enchentes. A interação com a biota do solo favorece a estabilidade dos agregados do solo, melhorando a estabilidade do sistema de poros e minimizando a formação de crostas |
| Qualidade do solo | Aumento do teor de matéria orgânica, a textura, presença de nutrientes, capacidade de retenção de água e atividade microbiológica |

Tabela 3 – Efeitos da cobertura vegetal nos processos erosivos e na redução da degradação de solos.

Fonte: Hooke e Sandercock (2017, p. 5)

tal proporcionaram uma certa proteção em relação à formação de crostas, fazendo com que a taxa de infiltração se reduzisse gradualmente. Os resultados experimentais e a reconstrução tridimensional da microtopografia do terreno permitiram estabelecer que as parcelas M e A quando comparadas com a parcela B, apresentaram uma redução no desprendimento por efeito do impacto da gota, mas profundidades de escoamento superficial de características mais erosivas devido à concentração linear nas áreas sem presença de vegetação na parcela. Esta descoberta contradisse pesquisas realizadas anteriormente pelo autor (NOUWAKPO et al., 2017) e autores como Zhang (2007), nas que a cobertura vegetal com valores inferiores ao valor crítico (4,65% para o tipo particular de vegetação) leva à diminuição do coeficiente de resistência e ao incremento da descarga unitária, enquanto que a tendência oposta é observada quando a cobertura vegetal supera o valor crítico.

Os resultados mostraram que, por efeito da vegetação, a erosão neta foi reduzida devido a que a cobertura vegetal fez prevalecer a deposição, reduzindo assim a eficiência no transporte de sedimentos na encosta, com a deposição do sedimento desprendido. A deposição apresentou uma tendência a se localizar na periferia dos arbustos. Um aspecto adicional mostrado pelo estudo foi que a vegetação não influenciou a taxa de descarga do escoamento no estado estacionário, sugerindo que a cobertura vegetal não foi suficiente para reduzir significativamente a taxa de escoamento instantâneo.

2.4 MECANISMOS DO PROCESSO EROSIVO

2.4.1 Desprendimento

O desprendimento de partículas de solo acontece pela ação de diferentes agentes climáticos. Aqui orienta-se o foco à precipitação e, portanto, aos efeitos provocados pelo impacto das gotas que chocam contra a superfície do solo, em áreas superficiais do relevo, bem como à ação do escoamento superficial. Cada um destes processos segue diferentes princípios e definem o que se chama de erosão intersulcos ou interravinar.

A respeito do desprendimento por impacto da precipitação, a matéria particulada é desprendida pela ação da energia cinética das gotas ou pela tensão de cisalhamento exercida pela água quando a resistência dos solos ou da rocha é excedida. Existem outros processos, além dos fatores hidrometeorológicos, tais como as propriedades mecânicas e hidráulicas do solo, o uso do solo e as práticas agrícolas (SCHERER et al., 2012), as quais constituem-se também como fatores determinantes dos processos de desprendimento. Em qualquer caso, a erosão por impacto é quantificada pelo sedimento desprendido por unidade de área na unidade de tempo, sendo de grande importância na identificação do padrão de produção de sedimentos. Segundo Scherer et al. (2012), em geral, o impacto da precipitação é caracterizado pela intensidade da chuva, a energia cinética ou o fluxo de momento da chuva (fluxo de massa multiplicado pela velocidade, $\text{kg}/\text{m}/\text{s}^2$), que equivale aos esforços de cisalhamento induzidos pela chuva sobre a superfície. Os fatores citados são função da distribuição de tamanho e velocidade das gotas.

No caso do desprendimento pelo escoamento superficial, este ocorre por efeito do desgaste uniforme da superfície, retirando o material desta por igual, sem a formação de sulcos (erosão laminar) ou pelo escoamento concentrado em sulcos ou canais do micro-relevo (erosão linear). Nestes casos o fator de desprendimento mais importante é a velocidade de fluxo. No entanto, devido à resistência inerente ao solo, a velocidade requer atingir um valor limite antes de se iniciar a erosão. Devido à incorporação de forças de atrito, o desprendimento de partículas de solo é um dos processos mais complexos da modelagem de erosão de solos, baseando-se em aproximações empíricas ou

semi-empíricas.

Uma expressão muito utilizada para quantificar o desprendimento é a equação modificada para rios de Dubois (1879 apud SCHERER et al., 2012)(fonte escrita em língua francesa e não foi encontrada pela autora desta tese), a qual estabelece este como proporcional ao excesso de tensão de cisalhamento:

$$D_c = K_c(\tau - \tau_{cr})^b, \quad (2.4)$$

em que, D_c é a capacidade de desprendimento por escoamento superficial ($\text{Kg m}^2/\text{s}$); K_c é o parâmetro que caracteriza a erodibilidade do solo (s/m); τ é a tensão de cisalhamento do escoamento (N/m^2); τ_{cr} é a tensão crítica de cisalhamento do solo (N/m^2); b é um expoente empírico adimensional.

Posteriormente à aparição desta expressão, surgiram outras de diferentes naturezas, empíricas ou com fundamento na mecânica dos fluidos. Segundo Wirtz et al. (2013), existem discussões a respeito da não existência de um procedimento padronizado para estabelecer as taxas de desprendimento de solos e, portanto, os resultados obtidos serem altamente dependentes da configuração do experimento. Em consequência, isto acarreta dificuldades na comparação dos resultados dos diferentes métodos, além do que seu uso introduz uma fundamentação empírica ao serem usados em modelos de erosão baseados em processos.

A seguir são apresentadas 3 abordagens diferentes, segundo Knapen et al. (2007), que os modelos de erosão seguem ao descreverem os processos de desprendimento.

2.4.1.1 Abordagem baseada no excesso da tensão de cisalhamento sobre um valor crítico

Este conceito é formulado através da Equação (2.4), onde K_c e τ_{cr} expressam a resistência do solo à erosão pela concentração da vazão e são parâmetros que, no caso dos modelos que incorporam dita abordagem, precisam ser fornecidos pelo usuário ou gerados nos módulos de erosão. Modelos como o CREAMS (KNISEL, 1980), WEPP (NEARING et al., 1989; LAFLÉN; LANE; FOSTER, 1991), EGEM (WATSON D.A., 1986) ou GLEAMS (LEONARD; KNISEL; STILL, 1987; KNISEL et al., 1993) utilizam esta abordagem.

Uma versão modificada da Equação (2.4) formulada por Foster (1982 apud KNAPEN et al., 2007) é dada por:

$$D_c = K_c \tau^{3/2}, \quad (2.5)$$

Wicks, Bathurst e Johnson (1992) apresentaram a equação para o modelo SHE com o coeficiente b igual a 1 e usando um parâmetro de erodibilidade do solo combinada da seguinte forma (KNAPEN et al., 2007):

$$D_c = K_f \left(\frac{\tau}{\tau_{cr}} - 1 \right), \quad (2.6)$$

em que K_f (kg/m²/s) é a erodibilidade do solo combinada, tanto para erosão por fluxo laminar, quanto para a erosão ravinar. Os dois processos encontram-se agrupados no modelo SHE e, portanto, os valores de resistência do solo à erosão não são comparáveis com os valores obtidos com a forma geral da equação.

2.4.1.2 Abordagem baseada na diferença entre a capacidade de transporte e a carga de sedimentos

A maior parte dos modelos incorporam a ligação desprendimento – transporte; isto é, o efeito da carga de sedimento na redução da capacidade da vazão para desprender o sedimento. A explicação física para o dito efeito é que a alta turbulência localizada do fluxo, principal responsável pelo desprendimento do solo é reduzida com o incremento da carga de sedimentos (NEARING; HAIRSINE, 1991). A expressão proposta por Foster (1982 apud KNAPEN et al., 2007), que associa a taxa de desprendimento do solo D_r e a capacidade de desprendimento D_c é a seguinte:

$$D_r = D_c \left(1 - \frac{q_s}{T_c} \right), \quad \text{para } T_c > q_s \quad (2.7)$$

em que q_s é a carga de sedimentos e T_c a capacidade de transporte.

Alguns modelos, como EUROSEM (MORGAN; QUINTON; RICKSON, 1993; MORGAN et al., 1998), utilizam abordagens alternativas na estimativa do desprendimento do solo, assim:

$$D_r = \beta_w v_s (T_c - q_s), \quad \text{para } T_c > q_s, \quad (2.8)$$

em que β_w é o coeficiente de eficiência de desprendimento pela vazão escoada e v_s a velocidade de sedimentação das partículas. Na equação β_w é o parâmetro que representa a resistência do solo à erosão e é definido em função da coesão do solo.

O modelo KINEROS (SMITH, 1981a; WOOLHISER; SMITH; GOODRICH, 1990) também utiliza uma expressão reformulada no cálculo do desprendimento:

$$D_r = A c_g (T_c - q_s), \quad \text{para } T_c > q_s, \quad (2.9)$$

em que c_g é um coeficiente que depende da coesão do solo e, portanto, representa a resistência do solo à erosão no modelo e A representa a área.

2.4.1.3 Abordagem baseada em funções de densidade de probabilidade

Nesta abordagem, salientam-se as contribuições realizadas por Sidorchuk (SIDORCHUK, 2005; SIDORCHUK, 2009) que favoreceu a incorporação da estocasticidade na modelagem da erosão, utilizando funções de densidade de probabilidade na predição da desprendimento do solo. Nesse sentido, o autor estabelece que as equações determinísticas que descrevem a geometria e o movimento de uma partícula contêm parâmetros que, na prática, devem ser tratados como variáveis estocásticas. Assim sendo, a descrição tradicional da erosão de solos baseada na média das forças para um volume finito de solo e fluido durante um período finito de tempo, poderiam ser melhoradas utilizando uma descrição estatística destes fatores, além da possibilidade de se obter teoricamente novos padrões consistentes dos fenômenos conhecidos atualmente a partir de observações empíricas, as quais são difíceis de explicar. O desenvolvimento deste tipo de modelo supõe uma nova geração de modelos, os modelos de erosão baseados em funções de densidade de probabilidade.

Entre os trabalhos que antecederam o trabalho de Sidorchuk, salientam-se os trabalhos de Nearing e Hairsine (1991), Govindaraju e Kavvas (1994a), Govindaraju e Kavvas (1994b), Wilson (1993 apud KNAPEN et al., 2007) and Sidorchuk (2001 apud KNAPEN et al., 2007). Nearing, por exemplo, demonstrou matematicamente a natureza estocástica da tensão de cisalhamento crítica e reconheceu que a tensão de cisalhamento, assim como a resistência local do solo, teria de ser considerada e caracterizada em termos de funções de densidade de probabilidade no lugar de valores singulares. No entanto, é importante enfatizar que a ideia da modelagem da erosão mediante uma abordagem estocástica baseada em processos remonta aos trabalhos de Einstein (1937 apud SIDORCHUK, 2005) e Wirtz et al. (2013) para a modelagem da erosão de sedimentos não coesivos em rios. Segundo Sidorchuk (2005), as principais ideias que fizeram possível as condições de escoamento superficial em leito rugoso e solos coesivos foram formuladas por Mirtskhoulava (1988).

Como será explicado adiante, os modelos baseados em funções de densidade de probabilidade antecedem aos modelos autômatos celulares e, em consequência, aos modelos de gás em rede (quantidades presentes na microescala) e ao método do reticulado de Boltzmann (dinâmica ocorre na mesoescala), que vêm apresentando sua potencialidade para múltiplas aplicações no campo da geomorfologia e processos de erosão e transporte de sedimentos.

2.4.2 Transporte

Os agentes de transporte compreendem tanto aqueles que atuam sobre uma área e contribuem para deslocamento relativamente uniforme da camada de solo, como aqueles que atuam em canais. No primeiro grupo encontram-se, o impacto da chuva, o escoamento superficial, na forma de vazão de pequena profundidade, e o vento. O segundo grupo abrange a água em pequenos canais, os quais podem desaparecer por efeito de agentes climáticos e a lavoura (caráter temporário), bem como voçorocas e rios que possuem um caráter mais permanente (MORGAN, 2005).

Segundo Zhang, Liu e Zhang (2008), Zhang et al. (2009a), Zhang et al. (2009b), a capacidade de transporte de sedimentos é definida como a carga máxima de equilíbrio que a vazão pode transportar e constitui-se em um dos fatores-chaves no desenvolvimento de modelos de erosão fisicamente baseados, devido à sua importância na determinação da taxa de desprendimento e do transporte de sedimentos.

Diferentes equações baseadas na combinação de fatores como velocidade do fluxo, vazão, altura da lâmina de água, declividade ou características das partículas tem sido desenvolvidas a partir de experimentos de laboratório e observações ou experimentos em campo para prever a capacidade de transporte (HESSEL; JETTEN, 2007; WIRTZ et al., 2013). Na Tabela 4 são apresentadas algumas das equações comumente utilizadas.

De acordo com Wirtz et al. (2013), a definição física dos parâmetros não é muito clara e sua fundamentação empírica não é ajustada à alta variabilidade espacial e temporal dos processos ravinares. Diferentes processos intervêm com diferentes intensidades, fato que ocasiona uma alta variabilidade da concentração de sedimentos e nas taxas de transporte e desprendimento. Como resultado, a literatura reporta numerosas pesquisas desenvolvidas para estabelecer uma estimativa acurada da capacidade de transporte, bem como pesquisas orientadas à avaliação das mesmas (HESSEL; JETTEN, 2007; ALI et al., 2013). Nesse sentido, os pesquisadores têm encontrado uma grande disparidade entre os valores estimados e os valores medidos, mostrando resultados consistentes na faixa das condições sob as quais as equações têm sido formuladas e evidenciando importantes variações particularmente à do tamanho do grão ou a declividade.

2.4.3 Deposição

A deposição ocorrerá quando a carga de sedimentos for maior do que a capacidade de transporte dos mesmos. Devido ao fato da deposição ser um processo seletivo baseado no tamanho de partícula, as partículas grossas depositam-se primeiro enquanto os grãos mais finos abandonam o fluxo à medida que a velocidade diminui.

Equação e variáveis

$$T_c = \frac{T_{cf}}{1 - \frac{T_{cf}}{\rho_s}} \quad (2.10)$$

T_c : capacidade de transporte em água limpa ($g L^{-1}$)

T_{cf} : capacidade de transporte em água com sedimentos ($g L^{-1}$)

ρ_s : densidade do material sólido ($kg m^{-3}$)

$$T_c = q_b w \rho_s \quad (2.11)$$

T_c : capacidade de transporte ($kg s^{-1}$)

q_b : transporte volumétrico de carga de fundo por unidade de largura ($m^3 s^{-1} m^{-1}$)

w : largura do escoamento (m)

ρ_s : densidade do material sólido ($kg m^{-3}$)

$$T_c = \frac{\rho_f \frac{C_p}{1E6}}{1 - \frac{C_p}{1E6}} \quad (2.12)$$

T_c : capacidade de transporte ($kg m^3$)

ρ : densidade do fluido ($kg m^{-3}$)

C_p : concentração (ppm)

$$T_c = k_t \tau_s^{3/2} \quad (2.13)$$

T_c : capacidade de transporte ($kg m^{-1} s^{-1}$)

k_t : coeficiente de transporte ($m^{-0,5} s^2 kg^{-0,5}$)

$\tau_s^{3/2}$: tensão de cisalhamento atuante no solo (Pa)

Tabela 4 – Equações para o cálculo da capacidade de transporte

Fonte: Wirtz et al. (2013, p.75)

Como resultado, as zonas de erosão na encosta serão progressivamente mais arenosas e as áreas de deposição apresentarão um maior conteúdo de partículas argilosas (MORGAN, 2005).

De acordo com Koiter et al. (2013), a mobilização e transporte de sedimento fino em sistemas de drenagem é seletivo a respeito do tamanho de partícula, e a deposição preferencial da fração mais grossa pode resultar no refinamento da carga de sedimento suspenso a jusante. A composição de tamanho de partícula reflete, assim, uma conexão importante entre a fonte de sedimentos, o transporte destes e a deposição com a produção de sedimento suspenso; precisando, portanto, ser abordada como fator chave na dinâmica de geração de sedimentos em bacias hidrográficas.

3 MODELOS DE SIMULAÇÃO DA EROSÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

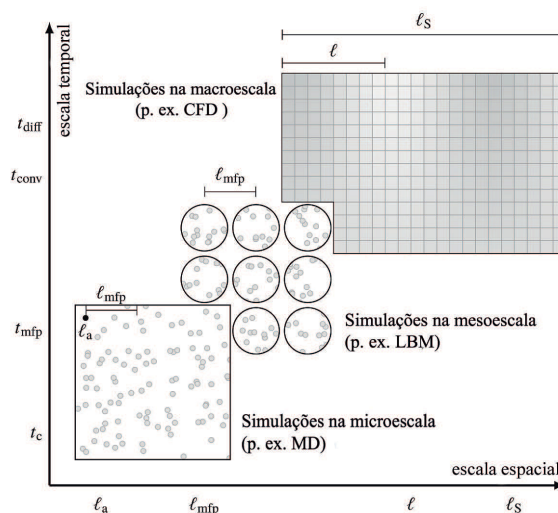
3.1 FLUIDO

O campo da dinâmica de fluidos ocupa-se dos fenômenos macroscópicos do movimento de fluidos. Isto implica que o conceito do fluido é contínuo, onde as moléculas individuais são ignoradas (embora a matéria seja composta de moléculas individuais que colidem umas com as outras e se movimentam de forma aleatória) e as propriedades do fluido são consideradas como tendo um valor definido em cada ponto no espaço e como funções contínuas da posição e do tempo, com uma dinâmica macroscópica homogênea, mas que são o resultado da média do movimento das moléculas (KRUGER et al., 2017; GUO; SHU, 2013).

Assim sendo, tal como expresso por Guo e Shu (2013), a modelagem matemática da dinâmica de fluidos estará ligada às dimensões espacial e temporal, nas quais o fluido é observado. Nesse sentido, o movimento do fluido pode ser descrito através de três tipos de modelos matemáticos que são: (i) modelos microscópicos na escala molecular, (ii) modelos baseados na teoria cinética, na escala mesoscópica e (iii) modelos contínuos na escala macroscópica.

Na Figura 4 são representadas as hierarquias das dimensões espaciais associa-

Figura 4 – Dimensões espacial e temporal na abordagem de problemas associados à dinâmica de fluidos



Fonte: Kruger et al. (2017, p. 12)

das aos diferentes modelos. Assim, l_a representa o tamanho da molécula ou átomo do fluido, l_{mfp} a distância média livre entre duas colisões sucessivas, l a menor dimensão característica significativa do problema e l_s o tamanho do sistema. A ordem particular dessas escalas de comprimento é $l_a \ll l_{mfp} \ll l \ll l_s$.

Da mesma forma, a respeito da dimensão temporal, para tempos muito curtos, define-se o tempo de colisão $t_c \sim l_a/v_t$, onde $v_t = (\kappa_B T/m)^{1/2}$ é a velocidade média das moléculas, sendo κ_B a constante de Boltzmann. Na teoria cinética de Boltzmann, geralmente, $t_c \rightarrow 0$, ou seja, as colisões acontecem instantaneamente. A velocidade térmica v_t é diferente da velocidade macroscópica do fluido $u \ll v_t$. Em seguida, define-se o tempo médio entre duas colisões sucessivas $t_{mfp} = l_{mfp}/v_t$, sendo esta a escala de tempo à qual opera a teoria cinética e onde o sistema relaxa para o equilíbrio local através das colisões. Em dimensões temporais e espaciais maiores, existe um fluxo hidrodinâmico de uma região do fluido para outra. Dependendo se a dinâmica é advectiva (fluxos dominados pela inércia) ou difusa (fluxos dominados pela viscosidade), a escala de tempo mais relevante será $t_{conv} \sim l/u$ ou $t_{dif} \sim l^2/\nu$, onde ν é a viscosidade cinemática.

Em *modelos microscópicos*, o movimento de cada molécula é rastreado de modo que a posição e momento podem ser obtidos. Assim, a dinâmica coletiva do fluido pode ser determinada através de métodos estatísticos. Normalmente, a dinâmica molecular do fluido é descrita pela segunda lei de Newton (GUO; SHU, 2013):

$$F_i = m \cdot a = m \frac{d^2}{dt^2} x_i, \quad (3.1)$$

em que F_i é a força total atuante sobre a molécula, m é a massa da partícula e x_i é o vetor de posição da molécula i .

F_i é definida pela força exercida pela partícula j (f_{ij}) e a força externa G_i :

$$F_i = \sum_{j=1, j \neq i}^N f_{ij} + G_i, \quad (3.2)$$

em que N é o número de moléculas no sistema e G_i é uma força externa tal como a gravidade. A força intermolecular pode ser expressa em termos de um potencial de interação $\phi(x)$,

$$f_{ij} = \nabla \phi(x_{ij}), \quad (3.3)$$

em que x_{ij} é a distância entre as moléculas i e j .

Resolvendo a Equação (3.1), a cada intervalo de tempo, pode-se obter a posição e a velocidade de cada molécula a cada instante de tempo. Neste nível não são defini-

das a temperatura, a pressão ou as propriedades termo-físicas, tais como viscosidade, temperatura, condutividade ou a capacidade térmica. Variáveis como a temperatura e a pressão relacionam-se à energia cinética das partículas (massa e velocidade) e à frequência de bombardeamento de partículas no contorno, respectivamente. O método é denominado como Simulação de Dinâmica Molecular (DM) e no campo da mecânica de fluidos tem recebido muita atenção devido ao crescente interesse da ciência no estudo da micro e nano escala (MOHAMAD, 2011; GUO; SHU, 2013).

A abordagem microscópica ou da Dinâmica Molecular torna-se complexa ao considerar o número de moléculas envolvidas em um determinado problema e, portanto, o número de equações requeridas na solução do problema, além do tempo requerido para o processamento levando em consideração que o intervalo de tempo deve ser menor do que o tempo de colisão das partículas (normalmente da ordem de picosegundos, 10^{-12} s). Assim, a solução de problemas da ordem de *cm* é impossível de resolver pelo método da DM. Nesta escala não há definição de viscosidade, condutividade térmica, temperatura, pressão entre outras propriedades invariáveis dos fenômenos. Assim, o uso da mecânica estatística é necessário para fins de derivar as leis da física macroscópica a partir das propriedades atômicas, tomando médias sobre variáveis microscópicas que não são observáveis, de forma a reduzir as equações matemáticas a equações que envolvam só variáveis macroscópicas ($A = a$); onde A é uma quantidade macroscópica e a é a quantidade microscópica correspondente. O símbolo $\langle \cdot \rangle$ representa a média do total de uma variável microscópica (MOHAMAD, 2011; GUO; SHU, 2013).

No extremo oposto encontram-se os *modelos macroscópicos* ou a descrição macroscópica dos fluidos, correspondente, conforme descrito por Rothman e Zaleski (1997), à nossa experiência cotidiana no que se refere aos fluidos. De acordo com a teoria do contínuo, a dimensão característica do problema l_i , pode ter diferentes ordens de grandeza. Ditas dimensões podem-se relacionar com a geometria do contorno, tais como a largura do canal, o diâmetro dos obstáculos ou propriedades intrínsecas, tais como o tamanho das estruturas vorticais do fluido. Em qualquer caso, existe uma menor dimensão característica L_{hidro} , para a descrição macroscópica.

As equações governantes neste caso são as equações de Navier Stokes (NS):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0, \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial (\rho \mathbf{u})}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u} \mathbf{u}) = -\nabla p + \nabla \cdot \sigma, \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial (\rho e)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho e \mathbf{u}) = -\nabla q - p \nabla \cdot \mathbf{u} + \sigma : \nabla \mathbf{u}, \quad (3.6)$$

onde ρ é a densidade do fluido, \mathbf{u} a velocidade, p é a pressão, σ o tensor de pressão, e a energia interna e q é o fluxo térmico. A pressão pode-se modelar através de uma

equação de estado, enquanto que o tensor pode ser modelado mediante uma equação de tensão- deformação.

O método mais comumente conhecido na simulação de fluidos é a Dinâmica de Fluidos Computacional (CFD), no qual o fluxo é decomposto em um conjunto de subdomínios com uma malha computacional, e as equações matemáticas são discretizadas usando esquemas numéricos como o método de volumes finitos, elementos finitos ou diferenças finitas, o que resulta em um sistema algébrico de equações para as variáveis de fluxo discreto associadas à malha computacional (GUO; SHU, 2013). Assim, a solução aproximada é obtida como resultado da solução do sistema algébrico utilizando algoritmos paralelos (definição de subproblemas que são executados no mesmo instante de tempo por várias unidades de processamento, cujo resultado é obtido a partir da agrupação do resultado dos subproblemas) e sequenciais (execução de instruções na sequência em que elas aparecem).

Entre as duas abordagens já mencionadas existe mais um método numérico que se encontra baseado em modelos mesoscópicos, os quais, segundo Guo e Shu (2013), podem-se classificar em aqueles que resolvem as equações cinéticas, como a equação de Boltzmann e os métodos numéricos que simulam diretamente os processos físicos de algumas partículas fictícias de fluido. No primeiro grupo, encontra-se o método do reticulado de Boltzmann e, no segundo grupo, o mais conhecido, é o método da simulação direta de Monte Carlo.

3.2 EROÇÃO

Particularmente, em bacias hidrográficas, os modelos macroscópicos de simulação dos processos erosivos podem-se classificar como: (i) modelos empíricos; (ii) modelos baseados em processos ou modelos determinísticos e (iii) modelos de abordagem estocástica. Os primeiros, desenvolvidos a partir da análise estatística de informação obtida a partir de medições experimentais ou de campo, são amplamente utilizados na escala de bacia devido à sua aplicação uniforme em uma área determinada, visando, particularmente, à identificação de fontes de sedimentos (DUTTA, 2016; MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003). No entanto, como especificado por Dutta (2016), através deste tipo de modelos não é possível realizar a análise da dinâmica da erosão e deposição de sedimentos na bacia, uma vez que envolvem um pequeno número de dados de entrada. Entre os modelos empíricos, a Equação Universal de Perda de Solo (*Universal Soil Loss Equation - USLE*), com suas variantes, é a mais conhecida e utilizada. Este tipo de modelo requer bases de dados extensivas, pois baseiam-se na identificação de relações estatisticamente significantes entre variáveis das quais se possuem bases de dados de tamanho razoável. Classificam-se os modelos nesta categoria em modelos de caixa preta, caixa cinza e caixa branca.

Os modelos baseados em processos ou modelos fisicamente baseados (modelos determinísticos) fundamentam-se na solução das equações de conservação de massa, momento e energia para derivar as equações diferenciais parciais que descrevem o escoamento e a produção de sedimentos gerada por eventos de chuva independentes na bacia (DUTTA, 2016; WAINWRIGHT; MULLIGAN, 2004). De acordo com Dutta (2016), os modelos fisicamente baseados são utilizados para descrever os efeitos das características da superfície do terreno tais como declividade, vegetação, tipo de solo, assim como as variáveis climáticas. No entanto, o grande requerimento de dados é considerado como a maior desvantagem destes modelos. Em geral, os processos incorporados a modelos de erosão fisicamente baseados incluem o desprendimento causado pelo impacto da chuva e pela tensão de cisalhamento exercida pelo escoamento superficial, o transporte associado à gota e o transporte e deposição associados ao escoamento superficial, mesmo como a vazão concentrada em microcanais. Entre os modelos fisicamente baseados mais reconhecidos salientam-se o modelo ANSWERS (Aerial Non Point Source Watershed Environment Response Simulation), CREAMS (Runoff and Erosion from Agricultural Management System), WEPP (Water Erosion Prediction Project), SHETRAN (European Distributed Basin Flow and Transport Modeling System) e SWAT (Soil and water Assessment Tool).

Adicionalmente, existem os modelos conceituais, os quais se encontram entre os modelos de base física e os modelos empíricos e estão baseados na descrição geral dos processos que ocorrem na bacia, mas não no detalhe específico das interações complexas do processo erosivo (ALATORRE; BEGUERÍA, 2009). Entre as aproximações mais recentes que vêm sendo utilizadas na simulação de processos erosivos empregam-se funções de densidade de probabilidade (fdp). Estes modelos têm sido denominados como modelos de terceira geração, embora a modelação estocástica baseada em processos fosse introduzida há algum tempo (NEARING; HAIRSINE, 1991; WIRTZ et al., 2013). Nesta categoria, salienta-se o modelo STOSEM (SIDORCHUK, 2005; SIDORCHUK, 2009) para a modelagem de processos geomorfológicos, que permite determinar a relação entre a taxa de erosão e os fatores de controle através da solução das equações determinísticas e estocástica governantes, calculando a taxa de erosão média a partir das funções de densidade de probabilidade da velocidade do escoamento, o tamanho dos agregados do solo, a coesão e integridade do solo (define o grau de proximidade dos agregados do solo entre si e diminui com o incremento da porosidade dos agregados e o número de microfissuras). Encontram-se nesta categoria os modelos RillGrow 1 e RillGrow 2 (FAVIS-MORTLOCK, 1996; FAVIS-MORTLOCK; GUERRA; BOARDMAN, 1998; FAVIS-MORTLOCK et al., 2000), os quais, através da utilização de modelos autômatos celulares, predizem a perda total de solos como a soma das perdas nas zonas de microcanais (zonas hidraulicamente eficientes no transporte da vazão em encostas) e as zonas entre os canais (chamada por

alguns autores de interravinares), permitindo além especificar ou prever o local de iniciação e desenvolvimento dos microcanais.

Os modelos autômatos celulares são justamente os que introduzem a abordagem sob o ponto de vista de escalas como a mesoscópica. Nesse sentido, é preciso fazer menção à simulação geomorfológica e de processos utilizando autômatos celulares, que como será discutido adiante, constituem-se como os predecessores dos modelos de gás em rede e, portanto, do método de Boltzmann, os quais abordam a dinâmica de fluidos na mesoescala. Como descrito por Galina (2017), os autômatos celulares (CAs) são idealizações matemáticas de sistemas físicos em que o espaço e o tempo são discretos e as quantidades físicas assumem um conjunto finito de valores discretos. Um CA consiste de um *lattice* uniforme e regular, ou *array*, com uma variável discreta em cada local (célula). O estado de um CA é estabelecido pelos valores das variáveis em cada local. Um CA evolui em intervalos de tempo discretos, com o valor da variável no mesmo local a ser afetado por valores das variáveis em vários locais na sua vizinhança no passo de tempo anterior. As variáveis em cada local são atualizadas simultaneamente, com base nos valores das variáveis em sua vizinhança no passo de tempo anterior, e de acordo com um conjunto definido de regras locais (GALINA, 2017; WOLFRAM, 1994). Assim, conforme mencionado por (FONSTAD, 2013), os primeiros modelos geomorfológicos orientaram-se ao estudo de movimentos de massa em encostas e posteriormente surgiram modelos para simulação da evolução da paisagem.

Assim sendo, as subáreas da morfologia maiormente influenciadas desde a década de 90 pelos modelos CA, de acordo com Fonstad (2013), foram as águas superficiais, os canais fluviais, o transporte de sedimentos e a erosão e sedimentação em bacias. Como o autor o indica, o desenvolvimento dos modelos autômatos de gás em rede que levaram posteriormente ao autômata do reticulado de Boltzmann, permitiram estender as pesquisas a combinações de fluidos e transporte de sedimentos. Exemplo disto são as pesquisas desenvolvidas por Masselot e Chopard (1998), que propuseram um modelo para descrever o fenômeno da erosão de partículas sólidas (neve ou areia), sua erosão, transporte e deposição por efeito do vento, reproduzindo a conformação de ondulações na superfície, permitindo definir padrões de deposição; o modelo desenvolvido por Dupuis (2002) para simular o fenômeno de transporte de sedimentos, particularmente focado em ambientes marinhos (erosão de sedimentos na base de estruturas marinhas devido às correntes) e rios meândricos, definindo o que o autor denominou um *rio virtual*. O modelo combina um método do reticulado de Boltzmann D2Q9 (correspondente a um modelo bidimensional com nove vetores de velocidade, conforme será detalhado adiante) para simular a água e um autômato celular para os sedimentos. Da mesma forma, a pesquisa realizada por Jimenez-Hornero, Giraldez e Laguna (2003) apresenta um modelo autômato celular em combinação com o método do reticulado de Boltzmann BGK, LBGK (versão de Bhatnagar, Groos e Krook da equação

do reticulado de Boltzmann) do tipo D2Q9, para fins de estudar os efeitos das irregularidades da superfície do solo e a presença de obstáculos no padrão do escoamento. O modelo de erosão é similar aos propostos por Masselot e Chopard (1998) e Dupuis (2002), com o modelo de escoamento baseado no método LBGK. Os resultados mostraram que o modelo bidimensional LBGK-atômato celular é uma ferramenta de análise e predição da erosão na presença de obstáculos, reproduzindo com acurácia os padrões erosivos produzidos pelo escoamento ao redor de obstáculos. Adicionalmente, em estudos posteriores (JIMENEZ-HORNERO; GIRALDEZ; LAGUNA, 2004), foi analisado o processo de acumulação de partículas de solo ao redor dos obstáculos através de dois modelos baseados no LBM, reproduzindo a solução analítica de Culling (1983 apud JIMENEZ-HORNERO; GIRALDEZ; LAGUNA, 2004) para fluxo advectivo e difusivo de partículas de solo ao redor de obstáculos de secção transversal circular e elíptica. Finalmente, descreve-se aqui, a respeito da utilização de modelo na escala mesoscópica com aplicações na geomorfologia, a implementação *LBflow* (LLEWELLIN, 2010a; LLEWELLIN, 2010b), projetado como um laboratório virtual para simulação de fluxos naturais complexos, com dois componentes *LBflow* e *LBview* para a visualização e análise dos dados produzidos pelo *LBflow*.

A respeito das mudanças morfológicas devidas ao transporte de sedimentos, tais como aqueles que têm lugar em praias ou no leito dos rios, o método do reticulado de Boltzmann tem mostrado um grande potencial na solução de problemas na escala real, surgindo como uma alternativa aos métodos numéricos convencionais, tais como diferenças finitas e volumes finitos, os quais evidenciam-se como complexos e ineficientes na resolução de problemas morfodinâmicos (PENG; ZHOU; ZHANG, 2015). A modelagem da evolução morfológica por efeito do escoamento, geralmente, consiste em resolver as equações que simulam o escoamento e uma equação morfodinâmica (ZHOU, 2014; ZHANG; FENG; YANG, 2015). O método do reticulado de Boltzmann apresenta-se como uma alternativa na modelagem de mudanças morfológicas, particularmente no caso de condições de contorno irregulares, nos quais os métodos convencionais apresentam ineficiência. Assim, encontra-se o trabalho realizado por Zhou (2014), no qual é desenvolvida uma variante do método apresentado pelo autor para a solução da equação de águas rasas, baseado no método do reticulado de Boltzmann, LABSWE (ZHOU, 2002; ZHOU, 2011). Dito modelo incorpora a elevação do leito e prediz as mudanças na elevação deste após o transporte de sedimentos para um conjunto de vazões conhecidas. Juntamente encontra-se o modelo morfodinâmico baseado também no método do reticulado de Boltzmann (LABMM), o que o autor considera essencial para simulações na escala real de mudanças na morfologia do leito sob diferentes vazões para condições de contorno irregulares. As validações do modelo foram realizadas pelo autor através da evolução de dunas de areia em 1D e 2D, obtendo resultados que apresentam o modelo como uma ferramenta eficaz no estudo da morfodinâmica

envolvendo escoamentos em geometrias irregulares e dinâmicas.

Da mesma forma, estudos similares realizados por Zhang, Feng e Yang (2015), Li, Huang e Li (2015) orientam-se à solução da equação cinemática para escoamento superficial considerando este como um processo chave no estudo dos processos erosivos e pela relação existente com a velocidade do escoamento na encosta e a capacidade erosiva da vazão. Assim, Li, Huang e Li (2015) propuseram um modelo LBM modificado para simulação de escoamentos de águas rasas sobre leitos de topografia irregular, que foi validado utilizando experimentos com diferentes vazões em encostas permeáveis e impermeáveis, obtendo resultados similares aos obtidos com outros métodos numéricos e a solução analítica.

Adicionalmente, o método do reticulado de Boltzmann pode ser abordado considerando as diferentes formas do operador de colisão, como são o único tempo de relaxamento, conhecido como BGK, dois tempos de relaxamento e múltiplos tempos de relaxamento. Nesse sentido, considera-se o operador de colisão de múltiplos tempos de relaxamento como mais estável do que o operador BGK, permitindo assim uma melhor captura das informações físicas do escoamento. Galina (2017) avaliou a utilização dos operadores de colisão BGK e MRT na simulação de escoamento em bacias hidrográficas, obtendo uma resultados satisfatórios utilizando o modelo LBM-BGK, não sendo necessário implementar a simulação por meio do LBM-MRT.

Em outros âmbitos diferentes à geomorfologia, tratam-se prolemas de erosão interna de estruturas hidráulicas, os quais obedecem aos mesmos princípios utilizados para fins geomorfológicos. Nesse sentido, encontram-se modelos na literatura como o apresentado por Harshani (2017) para descrever os mecanismos de erosão hidromecânica na microescala em estruturas como barragens ou diques por efeito do abrandamento, desprendimento e transporte de partículas finas através da estrutura porosa do material grosso (erosão interna), devido à vazão infiltrada (erosão por contacto), o que pode desencadear até a fratura da estrutura. A abordagem do problema foi feita através do desenvolvimento de modelos numéricos e experimentais, a validação do modelo numérico baseada nos resultados experimentais. Para tanto, Harshani (2017) desenvolveu um modelo tridimensional utilizando o Método dos Elementos Discretos (DEM) conjuntamente com o Método do Reticulado de Boltzmann (LBM). O DEM corresponde a uma das ferramentas numéricas utilizadas para modelagem do comportamento de materiais granulares e está baseado na descrição dos materiais como um conjunto de partículas individuais interagindo em determinados pontos de contacto. Harshani (2017) utilizou uma configuração do reticulado do tipo D3Q15. Como resultado, o modelo desenvolvido permitiu simular a interação mecânica entre grãos, as mudanças hidrodinâmicas do fluido ao longo de espaços porosos interconectados e a interação hidromecânica na fronteira sólido-fluido, determinando seus efeitos no

início da erosão através da relação tamanho de poro/diâmetro de partícula e número de Froude. O modelo experimental utilizou equipamento que permitiu a medição dos parâmetros que conduzem à instabilidade das partículas finas na interface de material fino a grosseiro. Outros autores como Wang et al. (2018) têm abordado a temática da erosão interna de estruturas hidráulicas utilizando LBM em combinação com outros métodos, como o método de partículas cimentadas (BPM) utilizado em análises do comportamento mecânico das rochas.

Além da anterior, outras pesquisas, como as realizadas por Rettinger e Rüde (2018), Qiu (2015), Sibille, Lominé e Marot (2012), Han, Feng e Owen (2007) combinam DEM e LBM na simulação numérica de escoamento sólido-fluido. Nesse sentido, utiliza-se o DEM na representação do movimento e interação das partículas sólidas e o LBM para a simulação da dinâmica do fluido no espaço entre partículas, como uma alternativa aos métodos clássicos da CFD. No campo da engenharia os modelos na mesoescala vêm ganhando relevância, sendo utilizados na solução de problemas associados a sistemas partícula-fluido, tais como escoamento em meio poroso, leitos fluidizados, sedimentos do leito de rios ou problemas geomecânicos. Uma característica desses métodos é a sua capacidade de permitir uma análise detalhada das propriedades do escoamento no interior de aglomerações de partículas permitindo uma avaliação mais acurada das trajetórias e forças de interação de partículas individuais (RETTINGER; RÜDE, 2018). Segundo Rettinger e Rüde (2018), usualmente estas quantidades são difíceis de obter através de experimentos em laboratório. Outros modelos registrados na literatura nos quais o método do reticulado de Boltzmann é utilizado só ou em combinação com outros métodos, como o método dos elementos finitos (FEM) para simular escoamentos em meios porosos extremamente heterogêneos, tais como cunhas de carvão ou microfraturas de xisto (CAIQIONG; JUN, 2016) ou a erosão de lama estratos submarinhos onde é realizada a extração em escala comercial de gás metano (YOSHIDA et al., 2016). As pesquisas mencionadas mostram a multiplicidade de problemas de engenharia que os métodos numéricos na mesoescala permitem resolver.

De acordo com a literatura (PANDEY et al., 2016; DUTTA, 2016; ZHUANG et al., 2015; KARYDAS; PANAGOS; GITAS, 2014; ALATORRE; BEGUERÍA, 2009; MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003), são numerosos os modelos existentes os quais buscam uma maior e melhor compreensão dos processos erosivos e diferem em termos do grau de complexidade, processos analisados e dados requeridos para calibração. Assim sendo, os modelos orientam-se a responder questões relacionadas com a quantificação da perda de solos, a valoração do risco de erosão e a produção de sedimentos, as medidas de prevenção da perda de solos, a influência da mudança nas práticas agrícolas nos processos hidrológicos e erosivos, a evolução temporal da erosão devido aos efeitos das variáveis climáticas e da mudança do uso do solos, entre outros. De acordo com Karydas, Panagos e Gitas (2014) desde 1930 registra-se o

desenvolvimento e a utilização extensiva de modelos para fins de determinar a perda de solos em parcelas, encostas ou bacias, e para 2014 o autor registra a existência de mais de 80 modelos de erosão, salientando a grande influência do desenvolvimento dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e de sensoriamento remoto na melhor representação dos atributos espaciais dos processos erosivos, contribuindo assim para uma simulação mais realista dos fenômenos envolvidos. Na Tabela 5 apresentam-se os modelos registrados na literatura.

| Modelos empíricos | | | | | |
|--------------------------------|---|-----------------|----------|---------------|---|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| USLE | Wischmeier e Smith (1965), Wischmeier e Smith (1978) | Encosta | Anual | Alta | Erosão |
| MUSLE | Williams (1975) | Encosta | Anual | Alta | Erosão e produção de sedimentos |
| RUSLE | Renard et al. (1994) | Encosta | Anual | Alta | Erosão |
| SLEMSA | Ellwell (1981) | Encosta | Anual | Alta | Erosão |
| Modelos empírico - conceituais | | | | | |
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| MMMF | Morgan, Morgan e Finney (1984), Morgan (2001) | Encosta / Bacia | Anual | Moderada | Erosão |
| IHACRES-WQ | Jakeman, Littlewood e Whitehead (1990), Jakeman e Hornberger (1993) | Bacia | Contínua | Baixa | Escoamento, carga de sedimentos e nutrientes |

| Modelos empírico - conceituais | | | | | |
|--------------------------------|--|--------------------|--------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala Espacial | Escala Temporal | Base de dados | Resultados |
| THORNES | Thornes (1990) | Encosta/Bacia | Anual | Moderada | Escoamento e erosão |
| RUSLE-3D | Mitasova et al. (1996), Mitas e Mitasova (1998) | Bacia | Anual | Moderada | Erosão |
| USPED | Moore e Burch (1986), Mitasova et al. (1996) | Bacia | Evento/Anual | Moderada | Erosão e deposição |
| SPL | Stock e Montgomery (1999) | Bacia | Anual | Moderada | Erosão e incisão fluvial |
| SEDNET | Wilkinson, Henderson e Chen (2004) | Bacia | Anual/Contínua | Moderada | Sedimentos em suspensão, contribuição do escoamento superficial, processos em microcanais e voçorocas |
| SEAGIS | DHI (1999) | Bacia | Anual | Alta | Erosão e produção de sedimentos |

| Modelos empírico - conceituais | | | | | |
|--------------------------------|--|-----------------|------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| AGNPS | Young et al. (1989) | Pequenas bacias | Eventos/Contínua | Alta | Escoamento e escoamento de pico, erosão e produção de sedimentos, concentração de sólidos suspensos, nitrogênio, fósforo e DQO |
| EMSS | Vertessey et al. (2001) | Bacia | Eventos | Baixa | Escoamento e carga de sedimentos |
| HSPF | Johanson, Imhoff e Davis (1980) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento, taxa de escoamento, carga de sedimentos e concentração de nutrientes |
| IQQM | Land e DLWC (1995), Land e Conservation (1999) | Bacia | Contínua | Moderada | Escoamento, sedimentos, oxigênio dissolvido, Demanda Bioquímica de Oxigênio |
| LASCAM | Viney e Sivapalan (1999) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento e sedimentos |

| Modelos empírico - conceituais | | | | | |
|--------------------------------|---|-----------------------|------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência * | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| SWRRB | USEPA (1994) | Bacia | | Alta | Vazão escoada, sedimentos, nutrientes e produção de pesticidas |
| STREAM | Cerdan et al. (2002) | Bacia | Eventos | Moderada | Escoamento e erosão |
| AGWA | Burns et al. (2004) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento, pico de escoamento, erosão e produção de sedimentos |
| Modelos físicos | | | | | |
| Modelo | Referência * | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| ACTMO | Frere, Onstad e Holtan (1975 (Reprint. 2013)) | Pequenas bacias | Alta | Eventos | Escoamento, erosão e concentração de nutrientes |
| CREAMS | knisel80 | Parcela (40 - 400 ha) | Eventos/Contínua | Alta | Erosão e deposição |
| ANSWERS | Beasley, Huggins e Monke (1980) | Pequenas bacias | Eventos/Contínua | Alta | Escoamento e escoamento de pico, erosão, sedimentos, produção de sedimentos e nutrientes |

| Modelos físicos | | | | | |
|------------------|---|------------------------|--------------------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| PESERA | Kirkby et al. (2004) | Encosta/Regi-onalizado | Contínua | Alta | Escoamento, erosão, sedimentos |
| GUEST | Rose et al. (1997), Yu et al. (1997) | Parcela | Contínua | Alta | Escoamento e concentração de sedimentos |
| EPIC | Williams, Dyke e Jones (1983) | Parcela | Eventos pequenos/- Contínua | Alta | Erosão |
| TOPOG | Gutteridge, Haskins e Davey (1991) | Encosta | Contínua | Alta | Risco de erosão, escoamento, pico de escoamento e produção de sedimentos |
| WEPP | Lafren, Lane e Foster (1991) | Encosta/Bacia | Contínua | Alta | Escoamento, produção de sedimentos e perda de solo |
| KINEROS/KINEROS2 | Smith (1981b), Woolhiser, Smith e Goodrich (1990) | Encosta/Bacia | Pequenos eventos | Alta | Escoamento escoamento de pico, erosão e produção de sedimentos |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|--|-----------------|----------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| PERFECT | Littleboy et al. (1992) | Pequenas bacias | Contínua | Alta | Escoamento e erosão |
| LISEM | Roo, Wesseling e Ritsema (1996), | Pequenas bacias | Eventos | Alta | Escoamento e produção de sedimentos |
| | Roo, Offermans e Cremers (1996) | | | | |
| TOPMODEL | Beven e Kirkby (1979) | Bacia | Contínua | Baixa | Escoamento superficial, subsuperficial, produção de sedimentos e transporte de solutos |
| EUROSEM | Morgan, Quinton e Rickson (1993), Morgan et al. (1998) | Pequenas bacias | Eventos | Alta | Escoamento, erosão e sedimentos |
| WATEM/SEDEM | Oost, Govers e Desmet (2000) | Bacia | Anual | Moderada | Erosão |
| MIKE-11 | MIKE-11 (1995), Hanley et al. (1998) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento e produção de sedimentos |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|--|-----------------|-----------------------|---------------|---|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| EROSION 2D/3D | Werner (1995), Schmidt (1991) | Bacia | Eventos | Alta | Escoamento, erosão e sedimentos |
| CASC2D | Julien e Saghafian (1991) | Bacia | Eventos/Contínua | Alta | Escoamento, umidade do solo, erosão e produção de sedimentos |
| CASC2D-SED | Rojas (2002) | Pequenas bacias | Eventos/- Contínua | Alta | Escoamento e pico máximo de escoamento, erosão e deposição com classificação de tamanho de partículas |
| APEX | Williams e Izaurralde (2006) | Pequenas bacias | Contínua | Moderada | Erosão, qualidade da água e do solo, competição entre plantas |
| DWSM | Borah et al. (1999), Borah e Bera (2000) | Bacias | Eventos | Alta | Escoamento superficial e subsuperficial, erosão, produção de sedimentos, transporte e deposição |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|---|--------------------------|------------------|---------------|---|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| EGEM | Watson D.A. (1986) | Pequenas bacias | Eventos/Contínua | Moderada | Erosão por voçorocas |
| GAMES | Rudra et al. (1986) | Bacia | Contínua | Baixa | Erosão e produção de sedimentos |
| GLEAMS | Leonard, Knisel e Still (1987), Knisel et al. (1993) | Parcelas/Pequenas bacias | Eventos/Contínua | Moderada | Escoamento, erosão, produção de sedimentos, pesticidas e nutrientes |
| GSSHA | Downer e Ogden (2004) | Bacia | Eventos/Contínua | Alta | Escoamento, erosão, produção de sedimentos e nutrientes |
| HYPE | Lindstrom et al. (2010) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento e sedimentos |
| IDEA | Barfield et al. (2006) | Bacia | Eventos | Moderada | Escoamento, sedimentos e nutrientes |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|---|---------------------------------|----------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| MEDALUS | Kirkby et al. (1993), Boardmand e Favis-Mortlock (1998) | Encosta/Par- celas | Eventos | Moderada | Escoamento e erosão |
| MEFIDIS | Nunes, Vieira e Seixas (2006), Nunes et al. (2005) | Bacia | Eventos | Alta | Escoamento e erosão baseada em eventos de chuva extremos |
| MULTSED | Melching e Wenzel () | Parcela/Pe- quenas bacias | Eventos | Moderada | Escoamento e produção de sedimentos |
| OPUS | Smith (1992), Ferreira e Smith (1992) | Parcela/Pe- quenas bacias | Contínua | Moderada | Escoamento, erosão, nutrientes e pesticidas |
| PALMS | Bonilla et al. (2008) | Pequenas bacias | Eventos | Moderada | Escoamento e erosão |
| PEPP-HILLFLOW | Schramm (1994), Bronstert (1994) | Parcela/Pe- quenas bacias | Eventos | Alta | Escoamento e transporte de sedimentos |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|--|--------------------------------|------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| PRMS | Leavesley et al. (1983) | Bacia | Eventos/Contínua | Moderada | Escoamento, erosão e produção de sedimentos |
| RHEM | Nearing et al. (2011) | Pequena bacia | Eventos | Moderada | Escoamento, erosão e produção de sedimentos em pastagens |
| RILLGROW | Favis-Mortlock (1996), Favis-Mortlock, Guerra e Boardman (1998) | Parcela/Encosta/Boardman costa | Eventos | Baixa | Desenvolvimento espacial e determinação de microcanais em encostas |
| RUNOFF | Borah (1989) | Encosta/Bacia | Eventos | Alta | Escoamento, erosão e produção de sedimentos |
| SEDIMOT | Barfield et al. (1996) | Pequenas bacias | Eventos | Alta | Escoamento e cargas de sedimentos |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|---|---------------------------------|-----------------------|---------------|--|
| Modelo | Referência* | Escala | | Base de dados | Resultados |
| | | Espacial | Temporal | | |
| SHE/SHESED | Abbott et al. (1986a), Abbott et al. (1986b), Bathurst, Wicks e O'Connell (1995) | Bacia | Eventos/Con- tínua | Alta | Escoamento superficial e subsuperficial, erosão e transporte de sedimentos |
| SHETRAN | Ewen, Parkin e O'Connell (2000) | Bacia | Eventos | Alta | Escoamento e escoamento de pico, erosão, produção de sedimentos e transporte de solutos |
| SMODERP | Holy (1980) | Parcela/Pe- quenas bacias | Eventos | Moderada | Escoamento superficial e erosão |
| SPUR | Carlson, Thurow e Wright (1995) | Parcela/Pe- quenas bacias | Contínua | Moderada | Escoamento e interação entre plantas e animais em ecossistemas de pastagens |
| SWAT | Arnold et al. (1998) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento e pico de escoamento, erosão e produção de sedimentos e nutrientes |

| Modelos físicos | | | | | |
|-----------------|---|--------------------|-----------------------|---------------|---|
| Modelo | Referência * | Escala Espacial | Temporal | Base de dados | Resultados |
| SWRB | Williams J.R. (1985) | Bacia | Eventos/Con- tínua | Moderada | Escoamento, sedimentos e nutrientes |
| SWIM | Krysanova, Mu e Becker (1998), Krysanova e Wechsung (2000) | Bacia | Contínua | Moderada | Escoamento, nutrientes, vegetação e erosão |
| SWM | Bicknell et al. (), Crawford e Linsley (1966) | Bacia | Contínua | Alta | Escoamento, sedimentos e nutrientes |
| WESP | Lopes (1987) | Bacia | Eventos/Con- tínua | Alta | Escoamento, infiltração, desprendimento, transporte e deposição |

Tabela 5 – Descrição de alguns dos modelos empíricos, conceituais e físicos de erosão e transporte de sedimentos registrados na literatura

Fonte: (PANDEY et al., 2016; DUTTA, 2016; FAKHRI et al., 2014; ALATORRE; BEGUERÍA, 2009; MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003)

4 MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN

4.1 CONCEITOS BÁSICOS

Neste capítulo são definidos os aspectos mais importantes de um método que nos últimos anos tem-se desenvolvido como um modelo computacional alternativo e promissor para a simulação da dinâmica dos fluidos, o método do reticulado de Boltzmann ou método lattice Boltzmann (MLB) (CHEN; DOOLEN, 1998; PERUMAL; DASS, 2015). No entanto, com o intuito de atingir um conhecimento pleno do método, é importante relembrar alguns conceitos subjacentes.

O primeiro aspecto a considerar é o fato que, fisicamente, um fluido compõe-se de um grande conjunto de átomos ou moléculas que colidem entre si e se deslocam aleatoriamente. Estas interações podem ser complexas dependendo da escala temporal e espacial na qual são observadas. Nesse sentido, o movimento de um fluido pode-se descrever mediante três tipos de modelos matemáticos: modelos microscópicos na escala molecular, modelos baseados na teoria cinética na escala mesoscópica e modelos do contínuo na escala macroscópica.

Na escala microscópica ou molecular que é o objeto da dinâmica molecular, o movimento individual de cada partícula (posição e velocidade) é obtido resolvendo sua equação de movimento, descrita comumente pela segunda lei de Newton considerando, tanto as forças que interagem com as outras moléculas, quanto as condições de contorno. As variáveis macroscópicas do fluido, tais como densidade, velocidade e temperatura, são medidas a partir da informação microscópica. A descrição de um fluido do ponto de vista da teoria cinética fundamenta-se na definição anterior e constitui-se na base do método do reticulado de Boltzmann ou MLB. No entanto, a teoria cinética é mais comumente aplicada aos casos mais simples de gases diluídos (KRUGER et al., 2017).

A escala mesoscópica possui um nível de detalhe menor, uma vez que o interesse não é seguir a trajetória de cada partícula, mas estabelecer o número de partículas que estarão em uma condição determinada ou a distribuição de partículas nas diferentes condições possíveis no sistema. Isto é feito através do conceito da função densidade de probabilidade (fdp). O estado da partícula é definido usualmente mediante sua velocidade do movimento de translação molecular. A distribuição de partículas é obtida resolvendo uma equação cinética, sendo a equação de Boltzmann a mais conhecida.

Finalmente, a escala macroscópica apresenta o menor nível de detalhe, assumindo que o fluido está continuamente distribuído ao longo do domínio de interesse, tendo definidas suas propriedades tais como densidade, velocidade e temperatura.

Mesmo quando se define um elemento do fluido, dito volume contém muitas moléculas; no entanto, o elemento do fluido é pequeno em relação ao tamanho do sistema, mas é maior se comparado ao tamanho de cada molécula (KRUGER et al., 2017). As propriedades moleculares encontram-se expressas nos coeficientes de transporte, tais como a viscosidade e a condutividade térmica.

4.2 AUTÔMATOS DE GÁS EM REDE

Os modelos booleanos ou autômatos celulares de gás em rede (LGCA) constituem o fundamento do método do reticulado de Boltzmann (LBM) e surgiram como uma simplificação drástica da dinâmica molecular (sistema de partículas), como descrito por Philippi (2017) e na qual percebem-se duas características relevantes: (i) o espaço infinito de velocidades moleculares é substituído por um conjunto discreto e finito e (ii) requer-se do processo de colisão (acontece quando mais de uma partícula chega no mesmo local) para conservar a massa e o momento das partículas.

Sendo o domínio de análise o conjunto de células adjacentes entre as quais acontece o deslocamento das micro-partículas, a dinâmica das micro-partículas no modelo de gás em rede é descrita pela equação de movimento apresentada a seguir (GOLBERT, 2013):

$$n_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i, t + 1) = n_i(\mathbf{x}, t) + \Delta_i[\mathbf{n}(\mathbf{x}, t)], \quad i = 1, \dots, l \quad (4.1)$$

onde a variável de ocupação $n_i(\mathbf{x}, t)$ representa a presença ou ausência ($n_i = 1$ ou $n_i = 0$, respectivamente) de uma partícula de velocidade \mathbf{e}_i na posição \mathbf{x} do reticulado (o índice $i = 1, \dots, l$, refere-se às l direções de movimento do reticulado), movendo-se de \mathbf{x} para a célula vizinha $(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i, t + 1)$ no passo de tempo t . O termo Δ_i é chamado de operador de colisão, e representa a influência das colisões na redistribuição das partículas em um nó. No processo de colisão, o número de partículas e o momento são conservados. Para isto, são impostas as condições de conservação de massa e da quantidade de movimento dadas, respectivamente, por:

$$\sum_{n=i} \Delta_i(\mathbf{n}) = 0 \quad (4.2)$$

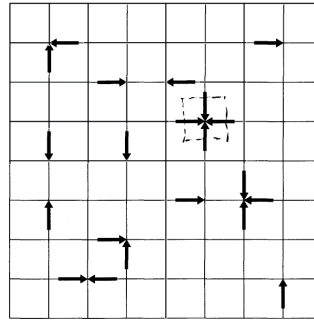
e

$$\sum_{n=i} \mathbf{e}_i \Delta_i(\mathbf{n}) = 0. \quad (4.3)$$

A equação do balanço de massa obtém-se somando a equação de movimento (Equação (4.1)) em i e usando a equação de conservação de massa (Equação (4.2)):

$$\sum_{n=i} n_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i, t + \partial t) = \sum_{n=i} n_i(\mathbf{x}, t) \quad (4.4)$$

Figura 5 – Direções de movimento no reticulado do HPP



Fonte: Chopard e Droz (1998, p. 39)

e, para obter a equação de balanço da quantidade de movimento para cada célula, se prossegue a somar a equação de quantidade de movimento (Equação (4.1)) multiplicada por e_i em i , utilizando a equação de conservação de quantidade de movimento (Equação (4.3)) imposta para $\Delta_i(n)$:

$$\sum_{n=i} e_i n_i(x + e_i, t + \partial t) = \sum_{n=i} e_i n_i(x, t) \quad (4.5)$$

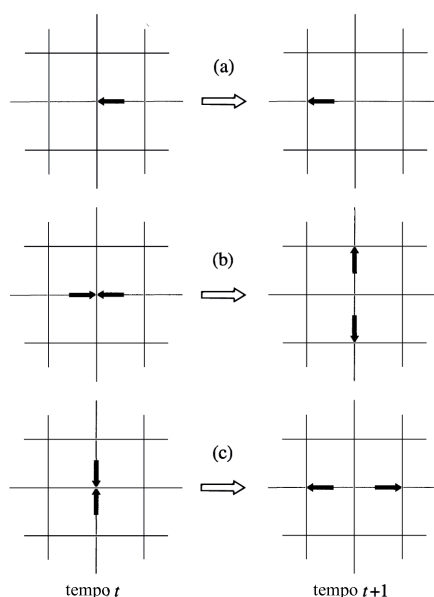
4.2.1 Modelos de gás em rede

O primeiro modelo de gás em rede foi descrito em 1973 por Hardy, Pomeau e Pazzis (modelo HPP), mas somente em 1986 o modelo de gás em rede pôde ser utilizado para a simulação de fluidos, o qual foi denominado como modelo FHP (FRISCH; HASSLACHER; POMEAU, 1986), sendo o modelo de gás em rede mais simples possível que pode reproduzir o comportamento de um fluido, isto é recuperando as equações de Navier-Stokes (NS) (VIGGEN, 2014; GOLBERT, 2013).

O modelo denominado HPP é definido como um reticulado bidimensional com quatro possibilidades de movimento, isto é, uma partícula em um determinado nó se desloca para outro nó mais próximo em uma das quatro direções do reticulado, como pode ser visto na Figura 5 (CHOPARD; DROZ, 1998).

Segundo Chopard e Droz (1998), a evolução das partículas no modelo HPP divide-se em dois sub-processos ou etapas: a colisão e a propagação. A fase de colisão especifica a interação entre partículas entrando no mesmo nó do reticulado e a forma na qual suas trajetórias mudam, satisfazendo o princípio de exclusão. Dito princípio estabelece que a quantidade de partículas presentes simultaneamente em um dado nó é restrita a, no máximo, uma única partícula incidindo em uma determinada direção de movimento, em um determinado instante de tempo, conforme apresentado na Figura 6(a).

Figura 6 – Regras do HPP: (a) Propagação (b) e (c) Colisão.



Fonte: Chopard e Droz (1998, p. 40)

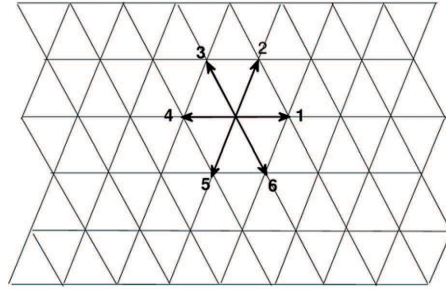
Na etapa de colisão, cada partícula se move para a célula vizinha mais próxima na direção correspondente a sua direção de movimento, como mostrado na Figura 6(b) e Figura 6(c).

Embora a microdinâmica do modelo HPP satisfizesse as leis de conservação, o modelo foi criticado por Frisch, Hasslacher e Pomeau (1986) pelo fato de não apresentar as propriedades de simetria suficientes para garantir que as variáveis hidrodinâmicas satisfizessem as equações contínuas, obtendo-se como resultado que as equações macrodinâmicas discrepassem das equações de Navier Stokes. Isto acontecia como consequência direta do problema de isotropia associado às restrições de um reticulado quadrado (GUO; SHU, 2013; PHILIPPI, 2017; ROTHMAN; ZALESKI, 1997).

A extensão do modelo HPP a um reticulado triangular preencheria os requisitos para a obtenção da hidrodinâmica isotrópica, surgindo um novo modelo de gás em rede, o modelo booleano FHP, proposto por Frisch, Hasslacher e Pomeau (1986). Conforme descrito, o modelo utiliza um reticulado triangular e cada nó possui seis vizinhos mais próximos, como apresentado na Figura 7.

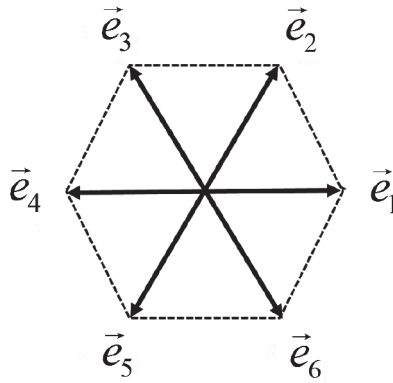
Além de o modelo FHP ser o primeiro autômato de gás em rede em recuperar as equações de NS, segundo Rothman e Zaleski (1997), o interessante do modelo foi prover uma nova linha de pensamento em relação à simulação de fluidos. Adicionalmente, também proveu uma ligação instrutiva entre o mundo microscópico da dinâmica molecular e o mundo macroscópico da mecânica dos fluidos.

Figura 7 – Modelo FHP



Fonte: Guo e Shu (2013, p. 14)

Figura 8 – Direções de movimento no reticulado do FHP



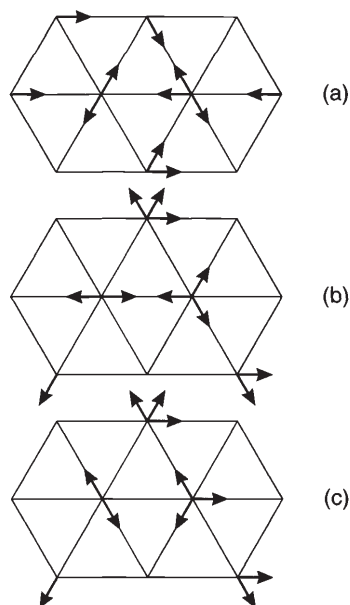
Fonte: Adaptação de Guo e Shu (2013, p. 14)

No modelo FHP, o qual se pode descrever como um modelo microscópico, o fluido é representado através de um conjunto de partículas fictícias em reticulado hexagonal e cuja simetria é fundamental na obtenção das equações corretas de NS, além de tornar o modelo isotrópico (VIGGEN, 2014; GOLBERT, 2009; GALINA, 2017). Cada partícula possui uma de seis possíveis velocidades, conforme apresentado na Figura 8, as quais apontam da unidade de reticulado atual da partícula à unidade vizinha. As direções de movimento são dadas por:

$$e_i = \left(\cos\left(\frac{\pi_i}{3}\right), \sin\left(\frac{\pi_i}{3}\right) \right), \quad i = 1, 2, \dots, 6 \quad (4.6)$$

Tal como descrito por Rothman e Zaleski (ROTHMAN; ZALESKI, 1997; ROTHMAN; ZALESKI, 1994), a dinâmica evolui em intervalos de tempo discretos. Inicialmente o reticulado é preparado de forma que não haja mais de uma partícula movendo-se com uma velocidade determinada, em uma determinada posição do re-

Figura 9 – Exemplo da evolução de um fluido simples em reticulado hexagonal em um intervalo de tempo: (a) condição inicial (b) etapa de propagação ou deslocamento livre de colisões (c) resultado das colisões.



Fonte: Rothman e Zaleski (1997, p. 2)

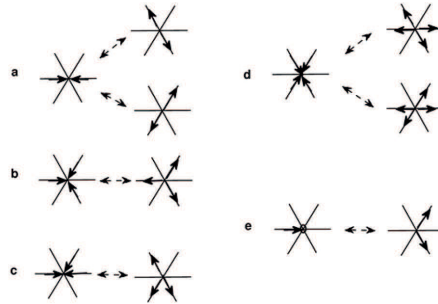
ticulado, conforme apresentado na Figura 9(a). Posteriormente, a cada intervalo de tempo, as partículas deslocam-se e propagam-se uma unidade do reticulado até a célula vizinha mais próxima, na direção dada por sua velocidade (Figura 9(b)). Se duas ou mais partículas chegarem no mesmo nó, algumas poderiam colidir alterando sua velocidade de propagação, enquanto outras não. Na falta de colisões, as partículas mantêm o movimento ao longo da direção especificada por seu vetor velocidade. Em caso nenhum as colisões mudarão, nem o número total de partículas, nem o vetor resultante de suas velocidades. Dito de outra forma, durante os processos de propagação e colisão, a massa e a quantidade de movimento são preservados.

Na Figura 10 são apresentados exemplos explícitos de algumas colisões que podem ocorrer no modelo FHP para duas e três partículas.

Quando exatamente duas partículas incidem em um mesmo nó com velocidades opostas, ambas são desviadas em um ângulo de 60° de forma que, após a colisão, tenha-se uma nova configuração também com momento nulo. Tal desvio pode ocorrer no sentido horário ou anti-horário, como mostra a Figura 10. Por razões de simetria, as duas possibilidades são escolhidas aleatoriamente, com igual probabilidade.

Quando exatamente três partículas com velocidades formando um ângulo de 120° colidem, cada uma delas retorna, na direção da aresta inicial, como mostra a

Figura 10 – Colisões de partículas no modelo FHP



Fonte: Guo e Shu (2013, p. 14)

Figura 10. Desta forma, o momento se mantém nulo, sendo, portanto, conservado. Para as demais configurações as partículas continuam o seu movimento como se não houvesse colisão.

No modelo FHP, de forma análoga ao modelo HPP, a microdinâmica é descrita através de variáveis Booleanas n_i que indicam a ocupação das partículas em cada célula do reticulado, em cada passo de tempo; isto é, a presença ($n_i = 1$) ou ausência ($n_i = 0$) de partículas de fluido se deslocando na direção dada por sua velocidade (GALINA, 2017; JUDICE, 2016).

No entanto, conforme descrito por Chopard e Droz (1998), as quantidades físicas de interesse não são as variáveis booleanas n_i , mas sim as quantidades macroscópicas, tais como as médias da densidade e a velocidade das partículas em cada ponto do sistema. Assim, define-se $N_i(\mathbf{x}, t) = \langle n_i(\mathbf{x}, t) \rangle$ como os valores médios calculados por amostra da distribuição de micro-partículas descrita pelas variáveis de ocupação ou booleanas n_i . $N_i(\mathbf{x}, t)$ é definida também como a probabilidade de se ter uma partícula no nó \mathbf{x} , no instante t , com velocidade \mathbf{v}_i .

Seguindo a definição usual de mecânica estatística (CHOPARD; DROZ, 1998), a densidade local das partículas e a soma da média das partículas que se deslocam em cada direção \mathbf{e}_i :

$$\rho(\mathbf{x}, t) = \sum_{n=i} N_i(\mathbf{x}, t). \quad (4.7)$$

De forma similar, o momento linear $\rho \mathbf{u}$ é expresso como:

$$\rho(\mathbf{x}, t) \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \sum_{n=i} \mathbf{v}_i N_i(\mathbf{x}, t), \quad (4.8)$$

onde \mathbf{v}_i são as velocidades das partículas, relacionadas às suas direções de movimento,

mediante a expressão:

$$v_i = \frac{\partial x}{\partial t} e_i, \quad (4.9)$$

onde ∂x e ∂t correspondem ao passo de tempo e ao espaçamento do reticulado.

Outra quantidade de importância é o tensor de momento, o qual é definido como:

$$P_{\alpha\beta} = \sum \xi_{i\alpha} \xi_{i\beta} N_i(\mathbf{x}, t), \quad (4.10)$$

onde os índices α e β representam as duas componentes espaciais dos vetores. A quantidade \mathbf{P} representa o fluxo da componente α do momento, transportada ao longo do eixo β . O termo envolve a contribuição da pressão e os efeitos da viscosidade.

4.3 EQUAÇÃO DE BOLTZMANN

Embora o método do reticulado de Boltzmann evoluiu a partir do autômato celular do tipo gás em rede, uma derivação alternativa do método obtém-se considerando diretamente da equação de Boltzmann ou equação de transporte de Boltzmann.

Segundo Kremer (2010), a equação de Boltzmann descreve a variação temporal da função de distribuição utilizando dois termos. Um deles devido ao movimento das moléculas (propagação), enquanto o outro é relacionado aos encontros entre as mesmas (colisão). Isto é, em termos da interação microdinâmica. O desenvolvimento da equação baseia-se no fato de que um sistema pode ser descrito estatisticamente através de uma função de distribuição $f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t)$, onde \mathbf{x} e \mathbf{t} representam, respectivamente, os vetores de posição espacial e de velocidade das partículas em um instante de tempo t . Para um determinado instante t , o número de moléculas existentes em um espaço ∂x com velocidade ∂e é definido por $f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t) \partial x \partial e$. Considerando que não existem colisões entre as partículas, então em um instante de tempo $t + \partial t$, cada uma das partículas terá se movido de \mathbf{x} para $\mathbf{x} + \mathbf{e} \partial t$ e sua velocidade terá mudado de \mathbf{e} para $\mathbf{e} + \mathbf{a} \partial t$, sendo \mathbf{a} a aceleração das partículas devido à ação de uma força externa. Como o número de moléculas se mantém constante, então:

$$f(\mathbf{x} + \mathbf{e} \partial t, \mathbf{e} + \mathbf{a} \partial t, t + \partial t) \Delta x \Delta e - f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t) \Delta x \Delta e = 0 \quad (4.11)$$

Entretanto, caso ocorram colisões entre as partículas, o número de partículas colididas será definido como a diferença entre $f(\mathbf{x} + \mathbf{e} \partial t, \mathbf{e} + \mathbf{a} \partial t, t + \partial t) \Delta x \Delta e$ e $f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t) \Delta x \Delta e$. Essa diferença pode ser definida como $\Omega(f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t)) \Delta x \Delta e \partial t$, onde $\Omega(f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t))$ é um operador de colisão. Dessa forma,

$$f(\mathbf{x} + \mathbf{e} \partial t, \mathbf{e} + \mathbf{a} \partial t, t + \partial t) \Delta x \Delta e - f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t) \Delta x \Delta e = \Omega(f(\mathbf{x}, \mathbf{e}, t)) \Delta x \Delta e \partial t \quad (4.12)$$

Dividindo-se a equação por $\Delta t \Delta x \Delta e$ e considerando que o limite de $\Delta t \rightarrow 0$, obtém-se a Equação Clássica de Boltzmann (SCHEPKE, 2007; MOHAMAD, 2011):

$$\frac{df}{dt} = \Omega(f) \quad (4.13)$$

A equação anterior estabelece que a taxa de variação da função de distribuição é igual à taxa de colisão. Dado que a f é uma função de x , e e t , a taxa total de variação pode ser expandida como:

$$df = \frac{\partial f}{\partial x} dx + \frac{\partial f}{\partial e} de + \frac{\partial f}{\partial t} dt \quad (4.14)$$

Dividindo por dt , obtém-se:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial f}{\partial e} \frac{de}{dt} + \frac{\partial f}{\partial t} \quad (4.15)$$

A Equação (4.15) pode-se reescrever como:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial x} e + \frac{\partial f}{\partial e} a + \frac{\partial f}{\partial t}, \quad (4.16)$$

onde a , a aceleração das partículas, pode-se relacionar à força F mediante a segunda lei de Newton, $a = F/m$.

O vetor x pode ser expresso em um sistema de coordenadas cartesianas 3D como $x = xi + yj + zk$, em que i , j e k são vetores unitários ao longo das direções x , y e z , respectivamente.

Portanto, a equação de transporte de Boltzmann pode-se escrever como

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 \frac{\partial f}{\partial x_i} e_i + \sum_{i=1}^3 \frac{F_i}{m} \frac{\partial f}{\partial e_i} = \Omega \quad (4.17)$$

Ω é uma função de f e requer-se sua determinação para resolver a equação de Boltzmann.

Para um sistema sem uma força externa atuante, a equação de Boltzmann pode ser descrita como:

$$\frac{\partial f}{\partial t} + e \cdot \nabla f = \Omega \quad (4.18)$$

A relação entre a equação de Boltzmann e as quantidades macroscópicas como densidade ρ , velocidade u e a energia interna ε são obtidas, respectivamente, através da função de distribuição $f(x, e, t)$, sendo n a massa molecular, conforme expressam as

equações:

$$\rho(x, t) = \int n f(x, e, t) de \quad (4.19)$$

$$\rho(x, t) u(x, t) = \int n u f(x, e, t) de \quad (4.20)$$

$$\rho(x, t) \varepsilon(x, t) = \frac{1}{2} \int n (e - u)^2 f(x, e, t) de, \quad (4.21)$$

onde a velocidade $e - u$ corresponde à velocidade da partícula em relação à velocidade do fluido.

Baseada na teoria cinética, a energia interna pode ser expressa por:

$$\varepsilon = \frac{3}{2n} \kappa_B T \quad (4.22)$$

em que T é a temperatura e κ_B a constante de Boltzmann, com valor aproximado de $1,38065 \times 10^{23} \text{ J/K}$.

Para a solução da equação de Boltzmann é preciso encontrar um operador de colisão adequado e que obedeça às regras de conservação de massa, momento e energia, definidas da Equação (4.19) à Equação (4.21). Dito conceito será aprofundado na seção 4.4.

4.4 PRINCÍPIOS DO MÉTODO DO RETICULADO DE BOLTZMANN

O método do reticulado de Boltzmann (LBM) ou equação de *lattice* Boltzmann tem-se desenvolvido, nos últimos anos, como um modelo computacional alternativo e promissor para a simulação da dinâmica dos fluidos na mesoescala (CHEN; DOOLEN, 1998). O método tem sua origem no modelo de gás em rede ou *Lattice-Gas Autômato Celular* e exhibe o potencial de ultrapassar as técnicas numéricas tradicionais da dinâmica de fluidos devido ao nível de descrição microscópico os quais provêm uma interpretação natural do esquema numérico, permitindo generalizações intuitivas de problemas de fluidos simples ou problemas complexos tais como fluidos de múltiplas fases, escoamento em meio poroso, magneto-hidrodinâmica ou termodinâmica (CHOPARD; DROZ, 1998).

De acordo com Chopard e Droz (1998), o LBM conseguiu lidar com algumas das desvantagens mais conhecidas dos modelos de gás em rede, entre as quais salienta-se o ruído estatístico produzido pelos erros de medição devidos à utilização de variáveis booleanas, substituindo estas por números reais que representavam a probabilidade da presença de uma partícula em uma determinada célula (distribuições de partículas), a qual é diretamente simulada, sem requerer a solução de equações simultâneas a cada intervalo de tempo. Adicionalmente, o método tornou-se muito mais eficiente

em termos de custo computacional, permitindo a simulação de elevados números de Reynolds.

O LBM incorpora médias tomadas sobre regiões de malha, em vez de apenas um nó, de forma que estas médias variam suavemente, tanto no espaço quanto no tempo. Assim, define-se $N_i = \langle n_i \rangle$ como valores médios de distribuição de micro-partículas descritos pelas variáveis booleanas n_i sobre uma região da malha (GOLBERT, 2009; JUDICE, 2016).

Aplicando o cálculo das médias sobre a equação de movimento do LGCA (Equação (4.1)) obtém-se a equação:

$$N_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i \Delta x, t + \Delta t) = N_i(\mathbf{x}, t) + \langle \Delta_i(\mathbf{n}) \rangle, \quad (4.23)$$

onde Δx representa o novo espaçamento e Δt , o novo passo de tempo considerados na mesoescala. O termo de colisão torna-se mais complexo neste caso, mas simplifica-se ao considerar que o movimento das partículas não é correlacionado antes da etapa de colisão (princípio do caos molecular) e, portanto, substitui-se o cálculo da média das colisões por um operador de colisão que seja aplicado diretamente ao cálculo da média da distribuição de micro-partículas. A Equação (4.23) pode ser reescrita na mesoescala como:

$$N_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i \Delta x, t + \Delta t) - N_i(\mathbf{x}, t) = \Delta_i(N) \quad (4.24)$$

Logo, chega-se a uma equação similar à equação do reticulado de Boltzmann na mesoescala, definida como (GOLBERT, 2009; JUDICE, 2016):

$$f_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i \Delta x, t + \Delta t) - f_i(\mathbf{x}, t) = \Omega_i(f(\mathbf{x}, t)), \quad (4.25)$$

onde f_i são denominadas as distribuições de partículas (assumindo valores reais) e Ω_i é denominado o operador de colisão.

As quantidades macroscópicas de interesse são calculadas de forma análoga ao processo dado no LGCA (Equação (4.26) e Equação (4.27)), onde a densidade de partículas ou densidade macroscópica do fluido para um dado nó (número de partículas concentradas em um ponto) é obtida pela soma dos valores das funções de distribuição associadas a esse nó:

$$\rho(\mathbf{x}, t) = \sum_{n=i} N_i(\mathbf{x}, t). \quad (4.26)$$

A velocidade macroscópica do fluido corresponde à média das velocidades e_i ponderada pelas funções de distribuição, ou pode ser expressa pelo momento linear ($\rho\mu$):

$$\rho(\mathbf{x}, t)u(\mathbf{x}, t) = \sum_{n=i} e_i f_i(\mathbf{x}, t), \quad (4.27)$$

Até aqui o modelo conseguiu suprimir o ruído estatístico de forma efetiva. No entanto, o operador de colisão impunha certa complexidade. Assim sendo, Higuera e Jimenez (1989) propuseram uma versão melhorada do operador mediante uma linearização, assumindo que encontrava-se próximo do equilíbrio:

$$f_i = f_i^{eq} + f_i^{neq}, \quad (4.28)$$

em que f_i^{eq} é a expansão da função de distribuição de Fermi-Dirac e f_i^{neq} é a fração que não está em equilíbrio. Posteriormente, expandindo o operador de colisão em torno da distribuição encontrada no equilíbrio, os autores chegaram a uma forma simplificada para o mesmo:

$$\Omega_i[f] = K_{ij}(f_i + f_i^{eq}), \quad (4.29)$$

em que $K_{ij} = \partial\Omega_i/\partial f_i$ é a matriz de colisão.

Embora a simplificação descrita fosse significativa e o procedimento ter tornado a etapa de colisão mais eficiente, algumas inconsistências devido à dependência do modelo subjacente (LGAC) ainda persistiam, particularmente em relação à função de distribuição de equilíbrio.

Em torno de 1991, Chen et al. (1991), Qian, D'Humieres e Lallemand (1992) e outros, utilizaram uma forma diagonal para a matriz, obtendo como resultado a seguinte forma do operador de colisão:

$$\Omega_i[f] = -\frac{1}{\tau}(f_i - f_i^{eq}), \quad (4.30)$$

em que τ é um parâmetro adimensional do modelo chamado de tempo de relaxamento, que está relacionado com os fenômenos difusivos no problema (viscosidade do fluido). A Equação (4.30) possui a mesma formulação que o modelo BGK (Bhatnagar-Gross-Krook) da teoria cinética para processos de colisão em gases (BHATNAGAR; GROSS; KROOK, 1954).

Assim sendo, chega-se à equação do método do reticulado de Boltzmann, a qual é discretizada como:

$$f_i(\mathbf{x} + \mathbf{e}_i\Delta x, t + \Delta t) = f_i(\mathbf{x}, t) + \frac{\Delta t}{\tau}(f_i^{eq}(\mathbf{x}, t) - f_i(\mathbf{x}, t)), \quad (4.31)$$

Como dito, o valor de τ determina diretamente os coeficientes de transporte tais como a viscosidade ou a difusividade térmica, definindo assim a velocidade à qual é atingido o equilíbrio. Nesse sentido, de acordo com a escolha do parâmetro de relaxamento, podem-se identificar três formas nas quais a função de distribuição $f_i(\mathbf{x}, t)$ relaxa:

(i) infrarelaxamento ($\tau/\Delta t > 1$), onde $f_i(\mathbf{x}, t)$ decai exponencialmente ao equilíbrio; (ii) relaxamento total ($\tau/\Delta t = 1$), onde $f_i(\mathbf{x}, t)$ decai diretamente a $f_i^{eq}(\mathbf{x}, t)$ e (iii) suprarelaxamento ($1/2 < \tau/\Delta t < 1$), onde $f_i(\mathbf{x}, t)$ oscila em torno de $f_i^{eq}(\mathbf{x}, t)$ com uma amplitude decrescente.

A forma geral da distribuição de equilíbrio é dada por (CHOPARD; DROZ, 1998; GUO; SHU, 2013):

$$f_i^{eq}(\mathbf{x}, t) = \rho w_i \left[A + B \frac{(\mathbf{e}_i \mathbf{u})}{c_s^2} + C \frac{(\mathbf{e}_i \mathbf{u})^2}{2c_s^4} + D \frac{(\mathbf{u} \mathbf{u})}{2c_s^2} \right], \quad (4.32)$$

onde w_i são fatores de peso relacionados com as direções da malha, ρ e μ são as quantidades macroscópicas de densidade de partículas e velocidade (dadas respectivamente pela Equação (4.26) e pela Equação (4.27); c_s é chamada de velocidade do som do reticulado e é dependente do tipo de reticulado utilizado; A , B , C e D são constantes, cujos valores dependem do modelo usado. Estas constantes da distribuição de equilíbrio estão relacionadas à simetria imposta aos modelos de malha utilizados, simetrias estas que são necessárias para recuperar as equações de Navier-Stokes (JUDICE, 2016; GOLBERT, 2009).

Finalmente, pode-se dizer que a incorporação do operador de colisão determinou a completa independência do modelo do reticulado de Boltzmann BGK (LBGK) do método *lattice* gás autômato celular (LGCA), permitindo, portanto, satisfazer as equações hidrodinâmicas desejadas e fazendo da definição da função de distribuição de equilíbrio um aspecto chave do método.

É importante relembrar que o LBM pode ser igualmente derivado da equação de Boltzmann, o que constitui o método como um esquema numérico especial da mesma, adicionando-lhe maior confiabilidade. Foram He e Luo (1997) quem derivaram a equação do método do reticulado de Boltzmann da equação de Boltzmann para algumas das equações ou configurações de rede mais conhecidas, algumas das quais são explicadas adiante.

4.4.1 Discretização do método

Nos modelos LBM, as partículas são restritas a uma rede discreta, de forma que cada grupo de partículas pode se deslocar somente num número finito de direções e

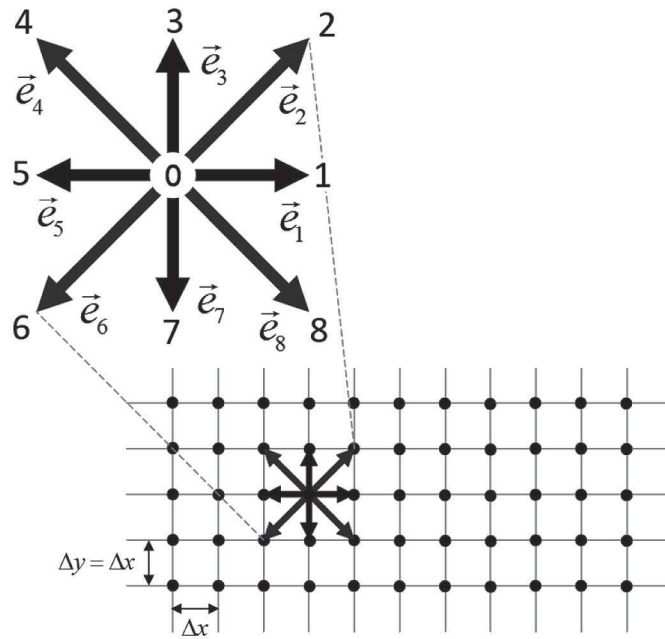
com um número limitado de velocidades (tanto o espaço físico quanto o espaço de velocidades são discretizado). Assim, as variáveis de estado são definidas em cada nó da grelha (densidade e velocidade). A cada incremento de tempo, a massa em cada nó se movimenta nas direções correspondentes às direções de velocidade (propagação), chegando até os nós vizinhos. Em seguida, partículas provenientes de diferentes direções chegam a cada nó. Então uma regra de colisão é aplicada, a qual redistribui as partículas de modo que as leis de conservação, para massa e momento linear, sejam satisfeitas (CAMAPUM; FARIAS; LEO, 2012).

O *lattice* ou reticulado, descreve as direções de movimento das distribuições de partículas no LBM e teoricamente estaria constituído por um espaço de velocidades das distribuições de dimensão infinita. No entanto, para a realização das simulações mediante o método, é preciso encontrar uma discretização apropriada para este espaço. O resultado é um espaço de velocidades de dimensão finita, cujos elementos denominam-se como e_i , onde $i = 1, 2, \dots, l$, sendo l a dimensão deste espaço (JUDICE, 2016).

No LBM, o domínio da solução é dividido em retículas, conforme apresentado na Figura 11, sendo que cada ponto está associado a um conjunto de valores que representa as funções de distribuição de partículas. Cada retícula possui uma dimensão e um número de velocidades microscópicas e_i e é representado por $DdQb$, onde d é a dimensão do problema e b é a quantidade de velocidades ou possibilidades de movimento. Dentre os modelos LBGK, que são os mais utilizados para simulação de fluidos, os denominados $DdQb$ (QIAN; D'HUMIERES; LALLEMAND, 1992) são os que representam as equações de Navier-Stokes, sendo os mais utilizados entre os modelos LBM para simulação de fluidos.

No caso dos modelos mencionados, como o modelo HPP e o modelo FHP, estes utilizaram os reticulados D2Q5 e D2Q7, respectivamente. O primeiro corresponde a um reticulado bidimensional com 4 direções de velocidades não nulas e uma direção com velocidade nula; e o segundo a um reticulado hexagonal bidimensional com 6 direções de velocidades não nulas e uma direção com velocidade nula. O modelo D2Q7 e o modelo D2Q9 são os mais comumente utilizados em duas dimensões. Os valores dos parâmetros de alguns destes modelos são apresentados na Tabela 6.

Na Tabela 6 são apresentados alguns dos modelos de reticulado em 1D, 2D e 3D, com suas respectivas possibilidades de movimento (vetor direção e_i), os pesos utilizados no cálculo da distribuição de equilíbrio e os valores das diferentes velocidades características de cada reticulado.

Figura 11 – Representação esquemática de uma porção de rede (*lattice*)

Fonte: Galina (2017, p.60), Sukop e Thorne (2006, p.32)

4.4.1.1 Modelo D2Q9

O modelo do reticulado de Boltzmann implementado neste trabalho para a realização das simulações é um modelo quadrado ($\Delta x = \Delta y$), bidimensional, conhecido como *D2Q9*, com nove direções de movimento indicadas por e_i (oito direções não nulas e uma direção com velocidade nula). O espaço do modelo *D2Q9* é discretizado conforme apresentado na Figura 11.

Para fins de preservar a simetria, no modelo *D2Q9* existem duas velocidades para as partículas conforme sua direção de movimento. Nas direções cardeais (1, 3, 5, 7), o módulo da velocidade é dado por $c = \Delta x / \Delta t$ (velocidades lentas), e nas direções diagonais (2, 4, 6, 8) tem-se a velocidade com módulo $\sqrt{2}c$ (velocidades rápidas). Isto ocorre devido às distribuições das partículas percorrerem distâncias diferentes em um mesmo intervalo de tempo para atingirem os nós vizinhos (CHEN; DOOLEN, 1998; GUO; SHU, 2013).

Assim sendo, as nove componentes $f_i(x, t)$ (com $i = 0, \dots, 8$) da função de distribuição são definidos por:

| Modelo | Vetor de direção e_i | Pesos w_i | c_s^2 |
|--------|---|-------------------------|------------|
| D1Q3 | 0, ± 1 | 2/3, 1/6 | 1/3 |
| D1Q5 | 0, ± 1 , ± 2 | 6/12,1 2/12, 1/12 | |
| D2Q7 | (0,0), ($\pm 1/2, \pm \sqrt{3}/2$) | 1/2 1/12 | 1/4 1/3 |
| D2Q9 | (0,0), ($\pm 1, 0$), ($0, \pm 1$), ($\pm 1, \pm 1$) | 4/9, 1/9 1/72 | 1/3 |
| D3Q15 | (0,0,0), ($\pm 1, 0, 0$), ($0, \pm 1, 0$), ($0, 0, \pm 1$), ($\pm 1, \pm 1, \pm 1$) | 2/9 1/9 1/72 | 1/3 |
| D3Q19 | (0,0,0), ($\pm 1, 0, 0$), ($0, \pm 1, 0$), ($0, 0, \pm 1$), ($\pm 1, \pm 1, 0$), ($\pm 1, 0, \pm 1$), ($0, \pm 1, \pm 1$) | 1/3 1/18 1/36 | 1/3 |

Tabela 6 – Parâmetros de alguns modelos DdQb

Fonte: Guo e Shu (2013, p. 20)

$$\frac{e_i}{c} = \xi_i \left\{ \cos \frac{\pi(i - \xi_i^{-2})}{2}, \sin \frac{\pi(i - \xi_i^{-2})}{2} \right\}, \quad i = 0, \dots, 8, \quad (4.33)$$

$$\vec{\xi} = \{0, 1, 1, 1, 1, \sqrt{2}, \sqrt{2}, \sqrt{2}, \sqrt{2}\}, \quad (4.34)$$

onde $c = \Delta L / \Delta t$ e ΔL é a distância entre nós.

4.4.2 Função de distribuição de equilíbrio

Além do reticulado, outro elemento necessário para aplicação do LBM é a função distribuição de equilíbrio. Com base nas velocidades descritas anteriormente, a função de distribuição de equilíbrio f_i^{eq} pode ser inserida na equação de evolução e uma forma aproximada desta obtém-se ao expandir esta distribuição em séries de potência das velocidades microscópicas (SWIFT et al., 1996; CHEN; DOOLEN, 1998):

$$f_0^{eq} = A_0 + C_0 u_\alpha u_\alpha, \quad (4.35)$$

$$f_i^{eq} = w_1 \tilde{f}_i, \quad i = 1, 2, 3, 4, \quad (4.36)$$

$$f_i^{eq} = w_2 \tilde{f}_i, \quad i = 5, 6, 7, 8, \quad (4.37)$$

$$\tilde{f}_i = A + (Bu_\alpha + F_\alpha)e_{i\alpha} + Cu_\alpha u_\alpha + (Du_\alpha u_\beta + G_{\alpha\beta})e_{i\alpha}e_{i\beta}, \quad (4.38)$$

em que $\alpha, \beta = x, y$ (utilizando a notação de Einstein, onde os índices gregos são coordenadas espaciais); u_α é a velocidade macroscópica; $A_0, A, B, C_0, C, D, F_\alpha$ and $G_{\alpha\beta}$ são constantes obtidas como resultado da expansão do tensor de $u_\alpha u_\beta$; w_1 e w_2 são os pesos que permitem reduzir a anisotropia devido aos segundos vizinhos. As constantes F_α e $G_{\alpha\beta}$ representam forças externas como a gravidade e os perfis interfaciais (SWIFT et al., 1996).

A equação de equilíbrio é expandida conforme apresentado na Equação (4.35) à Equação (4.38) para incluir propriedades termodinâmicas de um fluido não-ideal. As constantes implícitas em \tilde{f}_i são calculadas levando em consideração a conservação de massa, momento e energia; ou seja, deve satisfazer as equações apresentadas abaixo, condição necessária para recuperar corretamente as equações de NS.

$$n = \sum_i f_i = \sum_i f_i^{eq}, \quad (4.39)$$

$$nu_\alpha + \Delta t \Xi_\alpha = \sum_i f_i e_{i\alpha} = \sum_i f_i^{eq} e_{i\alpha}, \quad (4.40)$$

$$P_{\alpha\beta} + nu_\alpha u_\beta = \sum_i f_i^{eq} e_{i\alpha} e_{i\beta}, \quad (4.41)$$

onde Ξ_α corresponde a uma força externa constante na direção α e no intervalo de tempo Δt . $P_{\alpha\beta}$ o tensor de pressão para fluidos não ideais (EVANS, 1979), que é incorporado para garantir a consistência termodinâmica e está definida através do funcional para a energia livre, utilizando assim o potencial termodinâmico de Helmholtz.

No modelo proposto, uma segunda componente foi incluída de maneira a simular o fluxo de sedimentos. Para esta componente, as distribuições no reticulado são proporcionais a $f_i(t + \Delta t)$, assim:

$$g_i(t + \Delta t) = \frac{s}{n} f_i(t + \Delta t), \quad (4.42)$$

$$s = \sum_i g_i \quad (4.43)$$

As constantes na função distribuição de equilíbrio são determinadas de acordo com as restrições na Equação (4.40) à Equação (4.41), sendo representadas conforme as expressões a seguir:

$$A_0 = n - 4(w_1 + w_2)A, \quad C_0 = -2[2C(w_1 + w_2) + c^2 D(w_1 + 2w_2)], \quad G_{yy} = -G_{xx},$$

$$\begin{aligned}
B &= \frac{n}{2c^2(w_1 + 2w_2)}, & F_\gamma &= \frac{\Delta t \Xi_\gamma}{2c^2(w_1 + 2w_2)}, \\
D &= \frac{n}{8c^4w_2}, & G_{xy} + G_{yx} &= \frac{P_{xy}}{4c^4w_2}, & P_{yx} &= P_{xy}, \\
C &= \frac{-n}{4c^2(w_1 + 2w_2)}, \\
A &= \frac{P_{xx} + P_{yy}}{24c^2w_2}, & G_{xx} &= \frac{P_{xx} - P_{yy}}{16c^4w_2}.
\end{aligned}$$

As equações anteriores foram simplificadas para reduzir o cálculo computacional assumindo que

$$w_2 = \frac{1}{12c^2}, \quad c = \frac{1}{\sqrt{3}}.$$

Pelo qual,

$$\begin{aligned}
A &= \frac{P_{xx} + P_{yy}}{2}, & A_0 &= n - 5A, & B &= n, & F_\gamma &= \Delta t \Xi_\gamma, & C &= \frac{-n}{2}, \\
C_0 &= -2n, & D &= \frac{9n}{2}, & G_{xx} &= \frac{9(P_{xx} - P_{yy})}{4} = -G_{yy}, \\
G_{xy} + G_{yx} &= 9P_{xy}, & P_{yx} &= P_{xy}.
\end{aligned}$$

4.4.3 Abordagem da energia livre

Dado que o método do reticulado de Boltzmann apresentava resultados convincentes para fluidos de uma componente, condições de fronteira complexas e fluidos de múltiplas fases, Swift, Osborn e Yeomans (1995), Swift et al. (1996) desenvolveram um modelo para fluidos não ideais para fins de considerar a termodinâmica interfacial, preenchendo os vazios dos esquemas existentes em relação à descrição termodinâmica da separação de fases quando o sistema se relaxava para o equilíbrio.

A ideia fundamentava-se na incorporação das abordagens fenomenológicas da interface dinâmica, como os modelos de Cahn e Hilliard (1958) e Ginzburg-Landau, utilizando os conceitos de funcional de energia livre, e aproveitar a abordagem da cinética discreta como um meio para acoplamento com a hidrodinâmica de fluidos complexos (NOURGALIEV et al., 2003). Isto, pelo fato do LBM ser um método baseado em partículas, pelo que Swift et al. (1996) e outros o consideravam como tendo um

potencial superior para simulação de fenômenos interfaciais quando comparado com métodos da a Dinâmica dos Fluidos Computacional (CFD).

Assim sendo, a análise iniciada na subseção 4.4.2 tem continuidade sob a abordagem da energia livre de Swift et al. (1996). Neste sentido, para fins de satisfazer a condição de equilíbrio $\partial_\alpha P_{\alpha\beta} = 0$ com gradientes de primeira ordem para um fluido não ideal, a equação selecionada para o tensor de pressão (que introduz o componente termodinâmico) foi a Equação (4.44) (DAVIS, 1996):

$$P_{\alpha\beta} = \frac{\delta\Psi(x)}{\delta n} \delta_{\alpha\beta} + \kappa \partial_\alpha n \partial_\beta n, \quad (4.44)$$

em que $\delta/\delta n$ é a derivada funcional, κ é uma medida da energia livre na interface (tensão superficial) (CAHN; HILLIARD, J.E, 1958) e $\Psi(x)$ descreve-se como o funcional de energia livre de Landau, expresso como:

$$\Psi(x) = \int \left[\psi(T, n, s) + \frac{\kappa}{2} (\nabla n)^2 \right] dx, \quad (4.45)$$

$$\psi(T, n, s) = \lambda \frac{ns}{n+s} + Tn(\ln n - 1), \quad (4.46)$$

em que $\psi(T, n, s)$ é a densidade da energia livre total na temperatura T e o segundo termo considera os gradientes de densidade no sistema, definindo a energia livre total de um sistema de múltiplos componentes.

Na Equação (4.46), λ representa o parâmetro de interação entre componentes (água e sedimentos), controlando a força de interação repulsiva entre as partículas e κ é a medida da energia livre interfacial (tensão superficial), cujo incremento determina o aumento da tensão superficial e também a espessura da interface de equilíbrio (valores de κ pequenos produzem interfaces finas).

O tensor de pressão está relacionado à energia livre da seguinte forma:

$$P_{\alpha\beta} = (p(x)) \delta_{\alpha\beta} + \kappa \delta_\alpha n \delta_\beta n \quad (4.47)$$

em que $p(x) = n \frac{\partial \Psi(x)}{\partial n} - \Psi(x)$, fazendo com que ao substituir a Equação (4.45) e a Equação (4.46) na Equação (4.44) se obtenha:

$$P_{\alpha\beta} = \left(n \frac{\delta \Psi(x)}{\delta n} - \Psi(x) \right) \delta_{\alpha\beta} + \kappa \delta_\alpha n \delta_\beta n, \quad (4.48)$$

$$P_{\alpha\beta} = \left[n \left(\frac{\delta \psi(T, n, s)}{\delta n} - \kappa \nabla^2 n \right) - \left(\psi(T, n, s) + \frac{\kappa}{2} (\nabla n)^2 \right) \right] \delta_{\alpha\beta} + \kappa \delta_\alpha n \delta_\beta n, \quad (4.49)$$

assim,

$$P_{\alpha\beta} = \left[p_0(n, T) - n\kappa \nabla^2 n - \frac{\kappa}{2} (\nabla n)^2 \right] \delta_{\alpha\beta} + \kappa \delta_{\alpha} n \delta_{\beta} n, \quad (4.50)$$

obtendo-se finalmente os termos que conformam a função de equilíbrio:

$$P_{xx} + P_{yy} = 2n \left[T - \lambda \frac{ns}{(n+s)^2} - \kappa \nabla^2 n \right], \quad (4.51)$$

$$P_{xx} - P_{yy} = \kappa \left[(\partial_x n)^2 - (\partial_y n)^2 \right], \quad (4.52)$$

$$P_{xy} = P_{yx} = \kappa (\partial_x n) (\partial_y n). \quad (4.53)$$

As equações anteriores indicam que o sistema satisfaz a lei dos gases perfeitos, onde p_0 é a equação de estado do fluido ($p_0 = nRT$). Dessa forma completa-se a definição do esquema.

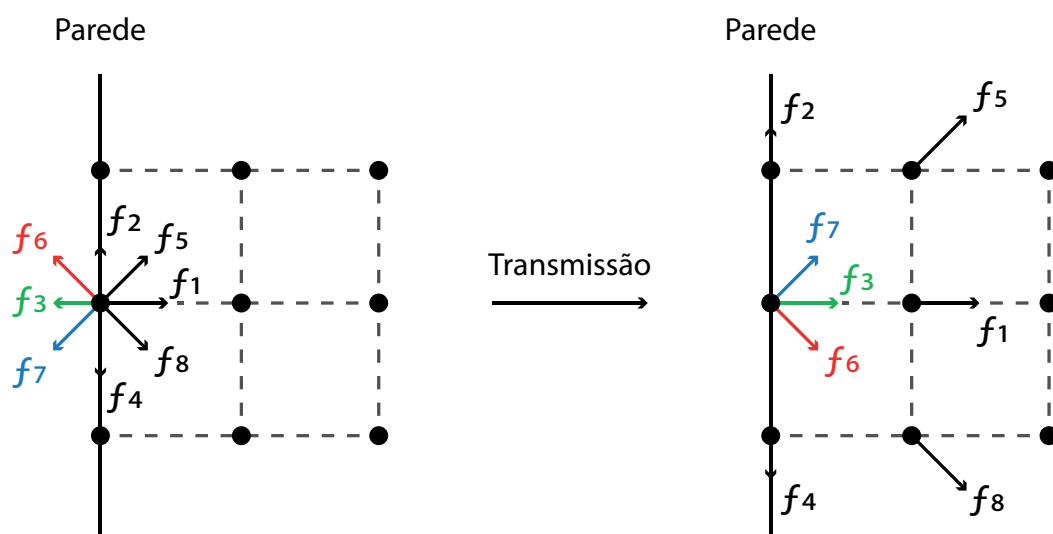
Com relação aos valores das variáveis κ e λ , Cristea e Sofonea (2004) apresentam os testes realizados utilizando um modelo bidimensional combinando o método do reticulado de Boltzmann e diferenças finitas num sistema de duas componentes, no qual os valores de λ oscilaram entre 1 e 3, determinando um valor crítico de $\lambda = 2$. Os resultados da pesquisa apresentada por Cristea e Sofonea (2004) registram a existência de separação de fases para valores suficientemente grandes do parâmetro de interação. Para o κ , na literatura relacionada com a termodinâmica de misturas binárias (WAGNER, 1997; LANGAAS; YEOMANS, 2000) registram-se valores que oscilam entre $\kappa = 0,02$ e $\kappa = 0,2$.

4.4.4 Condições de contorno

As condições de contorno são fundamentais na estabilidade e precisão de qualquer solução numérica. Assim sendo, para o LBM, as funções de distribuição discreta no contorno precisam ser impostas tomando cuidado com que as mesmas re-fletam as condições macroscópicas do fluido, pois estas podem influenciar na ordem do erro da aproximação, ao realizar as simulações computacionais (GOLBERT, 2013; BAO; MESKAS, 2011). Dessa forma, diferentes tratamentos para as condições de contorno tem sido desenvolvidas.

Um dos tipos de condição de contorno mais utilizados no campo da hidrodinâmica para o LBM é o *bounce-back* ou condição de não escorregamento, a qual considera que, devido ao atrito, a velocidade nas paredes é nula e pode ser imposta sobre aquelas partículas que entram em contato com os sítios sólidos. Esta condição de contorno consiste em inverter a quantidade de movimento das partículas exatamente para a direção contrária de contato conforme apresentado na Figura 12 (WOLF, 2006):

Figura 12 – Ilustração da condição de contorno bounce-back para as partículas que colidem com sítios sólidos



Fonte: Bao e Meskas (2011, p.4)

A condição de contorno do tipo *bounce-back* corresponde à utilizada no problema abordado nesta tese.

5 MÉTODO DE PESQUISA

A estratégia de pesquisa adotada busca conectar os conceitos expostos na revisão de literatura, como são o processo erosivo e a abordagem de problemas hidrodinâmicos na mesoescala, através de um método pelo qual acredita-se possa superar as técnicas numéricas tradicionais de dinâmica de fluidos computacional, como é o método do reticulado de Boltzmann.

Assim sendo, escolheu-se trabalhar na representação da geração do escoamento superficial e da produção de sedimentos em eventos na escala de parcela (1 a 100 m²), sendo esta apropriada no estudo dos processos geradores de escoamento como a infiltração, bem como das mudanças na microtopografia da superfície (por exemplo, desenvolvimento da rugosidade).

5.1 PROCEDIMENTO DE MODELAGEM

5.1.1 Formulação das equações

Levando em consideração o problema especificado e os elementos que constituem sua base teórica, o desenvolvimento do modelo esteve definido pela formulação das equações e a incorporação dos processos que definem a geração de escoamento superficial e a produção de sedimentos. Nesse sentido, definiram-se como elementos fundamentais a incorporação da chuva, a infiltração de água no solo, a representação do processo de geração de escoamento superficial através do método do reticulado de Boltzmann e a definição das etapas de transmissão e colisão e por último a incorporação dos processos de desprendimento, transporte e deposição.

5.1.2 Criação da estrutura e codificação do modelo

Os processos descritos requerem do seu enquadramento no marco de uma estrutura que permita a entrada de dados, o processamento e a geração de resultados. Assim sendo, projeta-se um desenvolvimento modular do modelo que permita a articulação dos processos representados.

A linguagem computacional utilizada na codificação do modelo correspondeu à linguagem C em um ambiente Linux.

5.1.3 Análise de sensibilidade

Ao longo do desenvolvimento do modelo vários testes e cenários fictícios foram aplicados, visando o controle e ajuste do modelo. Os primeiros testes fo-

ram realizados seguindo o tamanho de parcela utilizado por Favis-Mortlock (1996), Favis-Mortlock, Guerra e Boardman (1998), Favis-Mortlock et al. (2000) nos modelos RillGrow 1 e RillGrow 2, correspondente a $1,75 \times 4,00$ m. Posteriormente, considerou-se utilizar as dimensões padrão de uma parcela USLE (22,13 m de comprimento, 1,83 m de largura e declividade de 9%) e finalmente adotou-se o estudo realizado por Schultz (2013) para aplicação do modelo (parcelas de $41,5 \times 4,0$ m).

Baseado no estudo realizado por Schultz (2013), estabeleceu-se a realização de uma análise que fornecesse uma medida da sensibilidade da geração de escoamento e da produção de sedimentos aos parâmetros relacionados à microtopografia do terreno (S), os parâmetros do processo erosivo por efeito do escoamento superficial (K_c , K_t , τ_c) e àqueles associados à interação entre água e sedimento e a tensão superficial (λ e κ).

Na abordagem utilizada, a sensibilidade é expressa mediante um índice adimensional I , o qual é calculado como a relação entre a mudança na saída do modelo y e a variação relativa do parâmetro x que a causou, normalizados por y_0 e x_0 , respectivamente. A expressão para o índice de sensibilidade I possui a forma (Lenhart et al. (2002)):

$$I = \frac{(y_2 - y_1)/y_0}{2\Delta x/x_0}. \quad (5.1)$$

Assim, adotou-se um $\Delta x = 25\%$, com x_0 sendo a média na faixa de valores do parâmetro x . Isto significa que o valor x_0 foi variado em $\pm 25\%$, ou seja, $x_1 = x_0 - \Delta x$ e $x_2 = x_0 + \Delta x$. E y_i é a saída do modelo simulado com o valor de x_i .

Usar a média da faixa como valor x_0 é mais conveniente que usar um valor no início da faixa como faz a abordagem convencional, principalmente quando os valores iniciais são muito pequenos (sendo o caso de parâmetros como K_c , K_t e τ_c). Além disso, permite avaliar melhor a resposta do modelo às variações dos parâmetros, que pode não ser linear.

As simulações foram realizadas na parcela estudada por Schultz (2013) de $4,0 \times 41,5$ m, com uma chuva de 15 minutos de duração e uma intensidade média de $0,25 \text{ mm min}^{-1}$. Para tanto, mantiveram-se fixos os parâmetros que definem as características do reticulado para uma rede de 50×512 (N_x , N_y), passo de tempo de $\Delta t = 0,14$ s, o parâmetro de relaxamento do fluido, $\tau = 0,9$ e os parâmetros associados à infiltração, os quais foram fixados de acordo com os valores definidos por Schultz (2013) através dos ensaios de infiltração realizados.

As faixas de valores dos parâmetros em análise estão apresentados na Tabela 8. Uma vez calculado o coeficiente de sensibilidade, pode-se determinar a classe de sensibilidade do modelo de simulação, de acordo com a classificação de (LENHART et al., 2002), apresentada na Tabela 7.

| Classe | Valor do coeficiente (%) | Definição |
|--------|--------------------------|--------------------------|
| I | $0 \leq I < 5$ | Pequena a negligenciável |
| II | $5 \leq I < 20$ | Média |
| III | $20 \leq I < 100$ | Alta |
| IV | $I \geq 100$ | Muito alta |

Tabela 7 – Classes de sensibilidade

Fonte: Lenhart et al. (2002, p. 647)

5.1.4 Verificação do modelo de simulação

A verificação de um modelo de simulação é um processo iterativo durante o seu desenvolvimento para avaliar a acurácia do modelo na representação do sistema real. Assim, o modelo LBSEM, desenvolvido e codificado, passou por uma avaliação da geração do hidrograma e sedimentograma. A verificação foi conduzida em um sistema real, onde havia, concomitantemente, dados observados de chuva, escoamento superficial e sólidos em suspensão. Foi considerado o conjunto de dados resultante dos monitoramentos realizados por Schultz (2013), sendo eles: eventos 1 (02/03/2013), 2 (02/07/2013), 3 (02/08/2013), 4 (02/10/2013), 5 (02/12/2013) e 6 (02/14/2013).

A parcela de estrada estudada por Schultz (2013) foi implementada no LBSEM e passou pelo processo de calibração, que trata do ajuste entre a variável de estado e os dados observados. A calibração foi manual, sendo os parâmetros de calibração a tensão de cisalhamento crítico τ_c , a constante de erodibilidade do solo K_c e o coeficiente de transporte K_t . Estes parâmetros sofreram variação dos valores de acordo com as faixas na literatura para solos franco siltosos para obter o melhor ajuste do valor predito com o valor observado do hidrograma e sedimentograma.

A avaliação da qualidade das simulações foi feita utilizando o coeficiente de determinação (CD) proposto por Nash e Sutcliffe (1970). Tal coeficiente guarda uma relação entre a soma dos resíduos ao quadrado e a variância total dos dados observados, sendo definido como:

$$COE = 1 - \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (5.2)$$

em que Q_{sim} é a vazão simulada, Q_{obs} é a vazão observada e \bar{Q}_{obs} é a média das vazões observadas.

| | Parâmetro | Unidades | Valor | |
|---------------------|------------------------------------|----------|--------|--------|
| $\tau_{c_critico}$ | Tensão de cisalhamento crítico | N/m^2 | 0,040 | 1,300 |
| K_c | Constante de erodibilidade do solo | s/m | 0,0003 | 0,0190 |
| k | Constante de decaimento de Horton | h^{-1} | 20,7 | 28,4 |
| H_0 | Taxa de infiltração inicial | mm/h | 180 | 250 |
| H_c | Taxa de infiltração final | mm/h | 5 | 20 |
| K_t | Coefficiente de transporte | – | 0,005 | 0,030 |

Tabela 8 – Faixa dos parâmetros do modelo

Fonte: Schultz (2013), Zhang et al. (2011), Berenbrock e Tranmer (2008), Romero, Stroosnijder e Baigorria (2007), Finkner et al. (1989)

O CD pode variar de $-\infty$ a 1, sendo $CD = 1$ indicativo de ajuste perfeito entre os dados observados e estimados.

5.2 MODELAGEM DOS EVENTOS UTILIZANDO O LBSEM

Baseado nas informações das parcelas na área de estudo, representou-se a parcela 5 com dimensões de $41,5 \times 4,0$ m utilizando uma rede de $N_x \times N_y = 50 \times 512$ em um reticulado do tipo D2Q9, com operador de colisão BGK. Por razões computacionais, selecionou-se um comprimento de rede de 512 nós para a maior das dimensões (41,5 m) e determinou-se o valor da menor dimensão (4 m) baseado no valor de ΔL ou espaçamento do reticulado. O valor de ΔL foi 0,08 m, a velocidade c do reticulado de $1/\sqrt{3}$ como especificado para o tipo de reticulado utilizado (Tabela 6) e o valor de $\Delta t = 0,14$ s. O valor do parâmetro de relaxamento τ foi de 0,9 e os parâmetros de densidade da energia livre λ , e de tensão superficial κ , foram 2 e 0,2, respectivamente. Estes parâmetros correspondem ao grupo de parâmetros que descrevem as características do reticulado e da simulação (seção 4.4).

Os parâmetros de simulação que descrevem os processos representados no modelo foram definidos de acordo com a literatura (ZHANG et al., 2011; BERENBROCK; TRANMER, 2008; ROMERO; STROOSNIJDER; BAIGORRIA, 2007; FINKNER et al., 1989) e baseados nas características físico-hídricas das parcelas registradas por Schultz (2013). Assim sendo, definiram-se as faixas apresentadas na Tabela 8.

A faixa de valores da constante de decaimento de Horton apresentada na Tabela 8 foi determinada partindo dos resultados dos ensaios de infiltração realizados por Schultz (2013) e apresentados na Figura 15, mediante a linearização da equação de Horton.

A respeito das condições do terreno, a microtopografia foi gerada utilizando um valor de 1 para o parâmetro que descreve o componente aleatório S na equação do plano para a geração de irregularidades no terreno.

As condições de contorno implementadas corresponderam às do tipo *bounce-back* e foram definidas para representar os limites da parcela, assumindo velocidades nulas na parede, mantendo a direção de movimento e invertendo o sentido da distribuição de partículas. Assim sendo, as condições citadas aplicaram-se às distribuições no limite horizontal superior, direito e esquerdo, bem como na definição do limite inferior (canal de medição), onde 100% da massa é retirada por se tratar do final da rede.

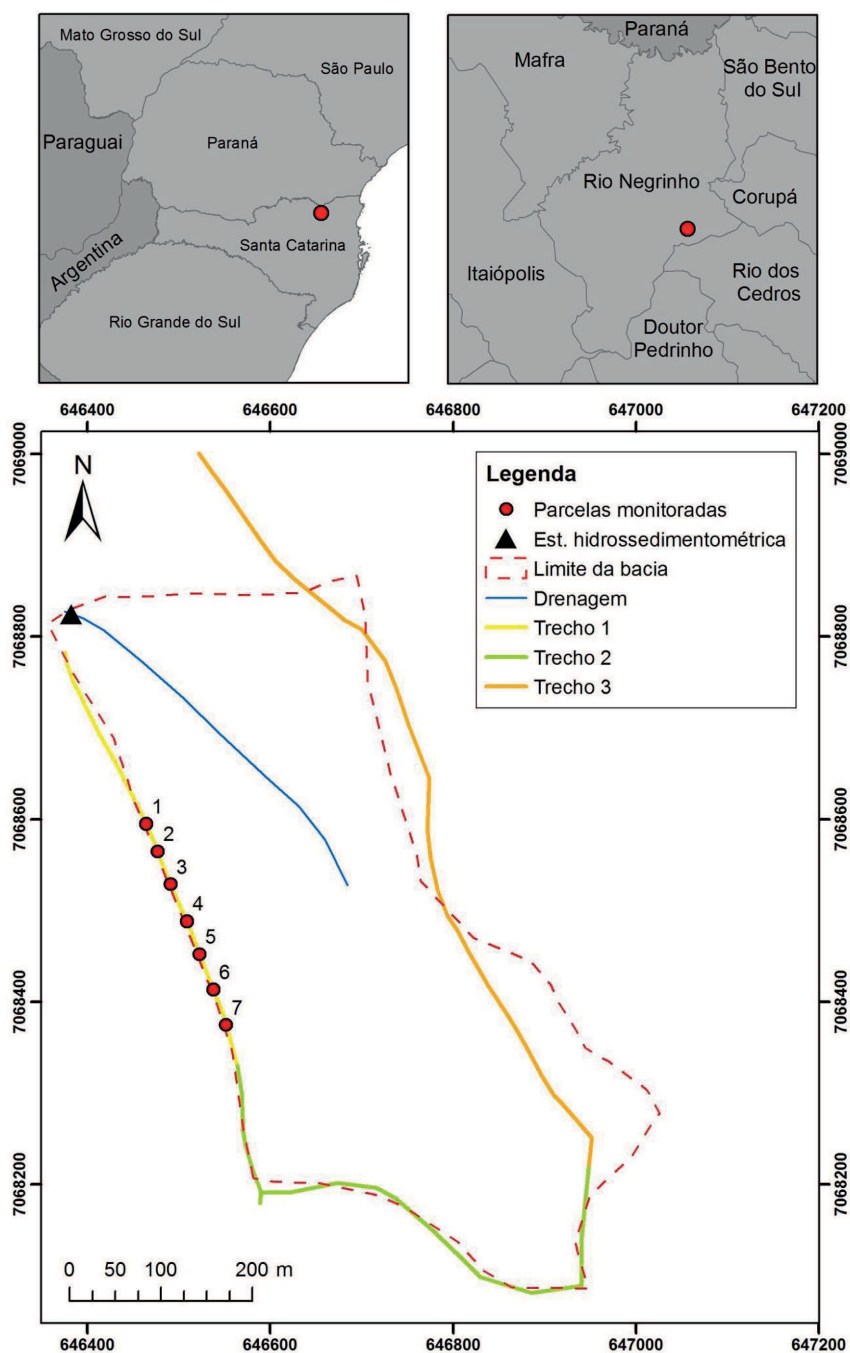
5.3 ÁREA DE ESTUDO

Para a verificação do modelo de simulação foram utilizados os resultados experimentais obtidos por Schultz (2013), cuja pesquisa foi orientada à avaliação dos processos de escoamento e produção de sedimentos em estradas não pavimentadas. Convém aqui salientar a importância do estudo de erosão em estradas rurais, uma das fontes mais importantes de contribuição de sedimento aos corpos de água.

O experimento se localiza na bacia experimental do rio Sagui, no município do rio Negrinho, SC (Figura 13), a qual possui um área de drenagem de 24 ha, com temperatura média anual entre 15,5 °C e 17,0 °C e precipitação pluviométrica total anual entre 1360 e 1670 mm.

Na pesquisa de Schultz (2013), foram instaladas parcelas de erosão ao redor de 40 m de comprimento e 4 m de largura, isoladas em suas extremidades por lombadas, e apresentando declividades entre 2,4 % e 9,4 % (Figura 14). Os dados utilizados nesta tese corresponderam aos registrados na parcela de erosão 5, com declividade de 3 %, cujo escoamento superficial drenava em direção a uma caixa de contenção equipada com um sistema de cubas basculantes e um sensor de turbidez (Medidor Automático de Água e Sedimentos em Parcelas Experimentais - MAASPE), permitindo o monitoramento do escoamento e da produção de sedimentos. Para o monitoramento da precipitação, próximo ao MAASPE, a parcela contava com um pluviômetro com resolução de 0,25 mm de precipitação e aquisição de dados a cada 1 min. O turbidímetro MAASPE apresentou bons resultados quando comparado com um turbidímetro de bancada (comparação do coeficiente de variação de três medições realizadas com cada sensor) em 11 amostras de solo retirado da área de estudo, com concentrações variando entre 21 e 756 mg/L. A curva de calibração do sensor apresentou um coeficiente

Figura 13 – Localização geográfica das parcelas de erosão e estradas da bacia experimental



Fonte: Schultz (2013, p. 37)

Figura 14 – Exemplo de parcela de estrada e componentes



Fonte: Schultz (2013, p. 39)

de determinação R de 0,97, utilizando um ajuste de equação potencial para converter a resposta do sensor (V) em concentração de sedimentos (mg/L).

A respeito do trecho no qual se localizou a parcela de erosão 5, este é descrito por Schultz (2013) como do tipo estrada secundária, encontrando-se em meia encosta e, portanto, com área de drenagem externa, com identificação de processos erosivos na estrada e sarjeta, nas áreas de maior declividade.

O levantamento topográfico realizado na pesquisa de Schultz (2013) detalha como características morfológicas da parcela 5 as apresentadas na Tabela 9.

Os ensaios de infiltração utilizando anéis concêntricos permitiram o ajuste do modelo de infiltração de Horton com coeficiente de determinação (R) maior que 0,9. Os resultados obtidos por Schultz (2013) no caso da parcela 5 são apresentados na Figura 15.

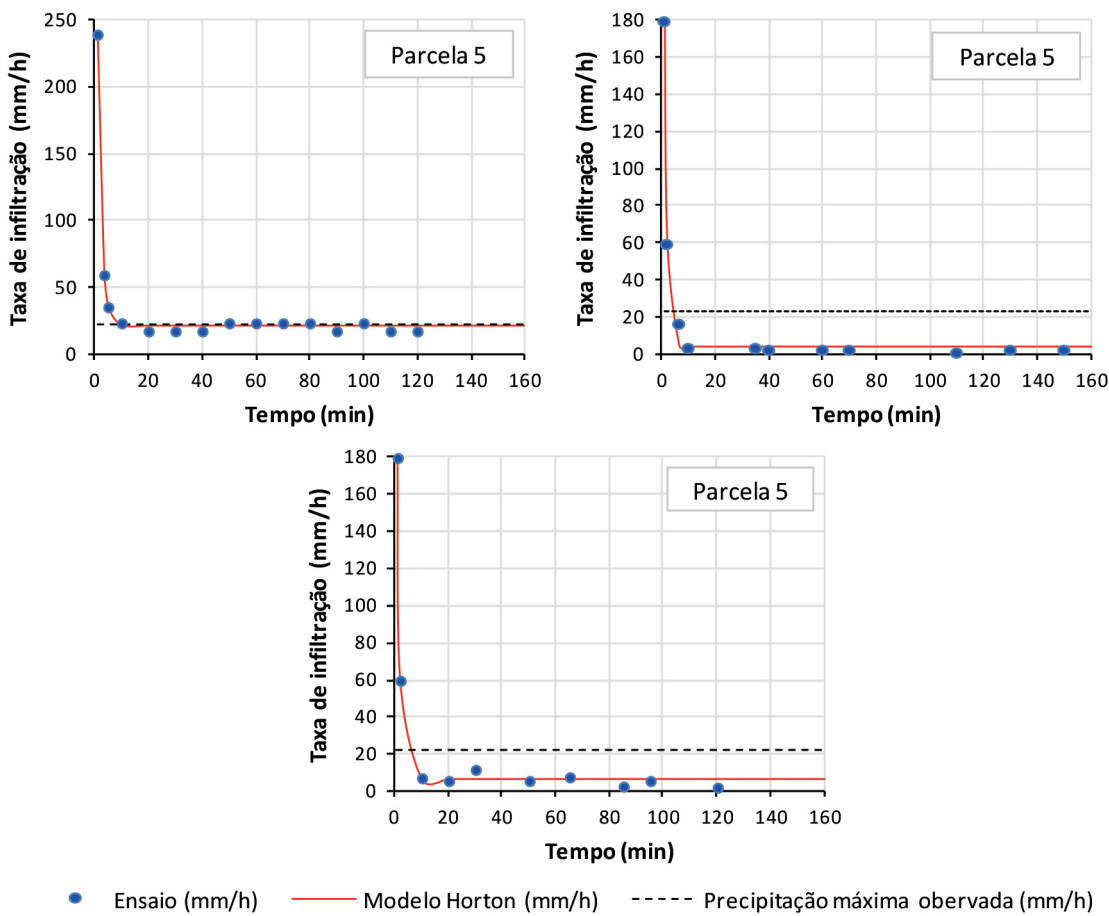
Finalmente, na caracterização físico-hídrica das parcelas, foram realizadas análises de densidade e porosidade do solo, tanto na parcela, quanto em áreas externas.

| Característica | Valor |
|--------------------------|--------|
| Área do leito (ha) | 0,0167 |
| Volume da caixa (m³) | 11,96 |
| Comprimento do leito (m) | 41,5 |
| Declividade do leito (%) | 3 |

Tabela 9 – Características morfológicas da parcela estudada

Fonte: Schultz (2013, p. 56)

Figura 15 – Ensaios de infiltração comparando o ajuste da equação de Horton com a precipitação máxima observada



Fonte: Schultz (2013, p. 39)

| Evento | Precipitação acumulada (mm) | Intensidade de precipitação média (mm/h) | Faixa de intensidade (mm/h) | Duração do escoamento | |
|--------|-----------------------------|--|-----------------------------|-----------------------|----------------------|
| | | | | Início | Final |
| 1 | 12,95 | 8,27 | 0 – 30,48 | 03/02/13 21:24:43 | 03/02/13 23:59:39 |
| 2 | 8,64 | 0,79 | 0 – 15,24 | 07/02/13 17:49:41 | 08/02/13 07:59:32 |
| 3 | 15,49 | 3,73 | 0 – 76,2 | 08/02/13 13:12:34 | 08/02/13 16:12:40 |
| 4 | 2,29 | 0,75 | 0 – 15,24 | 10/02/13 12:06:45 | 10/02/13 14:49:58 |
| 5 | 6,60 | 0,73 | 0 – 15,24 | 12/02/13 17:25:48 | 13/02/13 06:24:07 |
| 6 | 6,86 | 25,72 | 0 – 60,96 | 14/02/13 14:54:00 | 14/02/13 15:20:54 |

Tabela 10 – Descrição dos eventos monitorados na parcela

Fonte: Schultz (2013, p. 74)

Para a parcela 5, foram registrados valores de 1,59 g/cm³ e 37% para densidade e porosidade, respectivamente; sendo estas, no caso da densidade, 36% maior, e no caso da porosidade, 27% menor comparadas às áreas externas. Schultz (2013) explica as taxas de infiltração reduzidas nas estradas, associadas aos processos de compactação durante a construção e manutenção da estrada que causam o aumento da densidade e diminuição do espaço poroso do solo e, conseqüentemente, diminui a capacidade de infiltração.

5.3.1 Eventos monitorados na área de estudo

Os dados analisados nesta tese correspondem aos coletados por Schultz (2013) no período de 03/02/2013 a 14/02/2013, no qual foram monitorados seis eventos de precipitação com geração de escoamento e produção de sedimentos, cujas descrições se encontram na Tabela 10.

No Anexo A são apresentados os resultados dos monitoramentos realizados por Schultz (2013) para escoamento superficial e concentração de sedimentos, no período mencionado, bem como os resultados de suas simulações do escoamento e produção de sedimentos utilizando o modelo LISEM (modelo fisicamente baseado, concebido para realizar a simulação de escoamento superficial e transporte de sedimentos em bacias hidrográficas durante eventos de precipitação). Os dados de entrada do modelo LISEM são informados de forma distribuída no espaço (utilizando arquivos em

formato raster). Com exceção dos topográficos, todos os parâmetros de entrada do modelo foram assumidos como homogêneos para toda a extensão da parcela por Schultz (2013).

6 MODELO LBSEM - LATTICE BOLTZMANN SOIL EROSION MODEL

Baseado no método do reticulado de Boltzmann, o modelo desenvolvido nesta tese, aqui denominado de LBSEM (*Lattice Boltzmann Soil Erosion Model*), permite a representação dos fenômenos de produção de escoamento e sedimentos que têm lugar em uma parcela de erosão.

O modelo de simulação LBSEM considera como principais processos: (i) geração da superfície do terreno; (ii) incorporação da chuva; (iii) infiltração de água no solo; (iv) geração do escoamento superficial; (v) desprendimento das partículas do solo e (vi) transporte e deposição dos sedimentos.

Na Figura 16 apresenta-se um esquema que ilustra a sequência de passos que compõe a estrutura do modelo aqui desenvolvido.

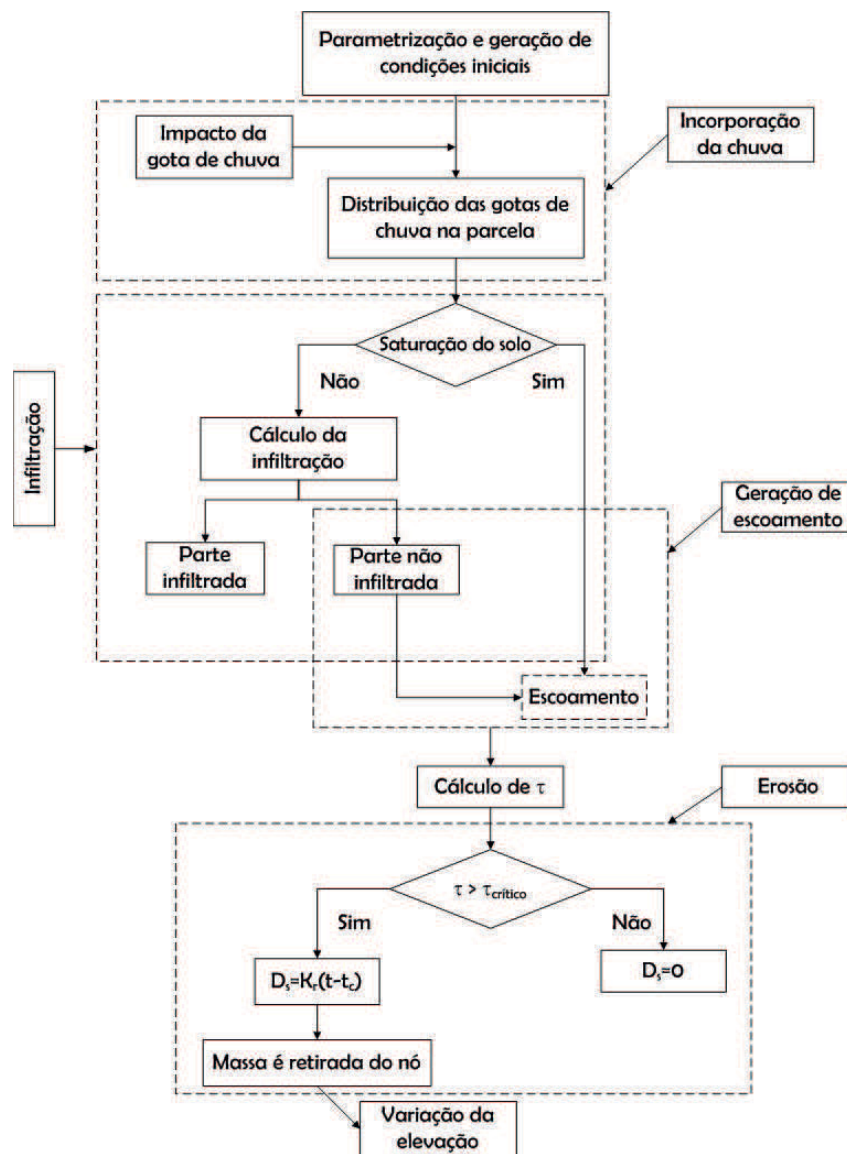
Os diferentes processos considerados no modelo requereram da definição das abordagens ou formulações que os representassem de uma forma simples, mas onde a descrição dos fenômenos fosse feita de maneira apropriada. Para tanto, descrevem-se a seguir as bases conceituais do modelo para cada um dos módulos ou componentes especificados, começando pela representação espacial do modelo e seguidamente a geração da superfície do terreno, processos e o algoritmo.

6.1 REPRESENTAÇÃO ESPACIAL DO MODELO

Foram definidos no modelo duas camadas. Uma onde ocorre o escoamento superficial e a camada onde tem lugar as alterações da morfologia do terreno como resultado dos processos de desprendimento, transporte e deposição. No entanto, conforme apresentado na Figura 17, na representação do escoamento superficial (processos de colisão e transmissão, que é o reticulado de Boltzmann), a camada correspondente subdividiu-se em duas camadas ou redes visando à otimização da sequência de operações do código; particularmente, a movimentação de dados entre locais na memória devido à execução de instruções com base no resultado da operação anterior (colisão ou transmissão).

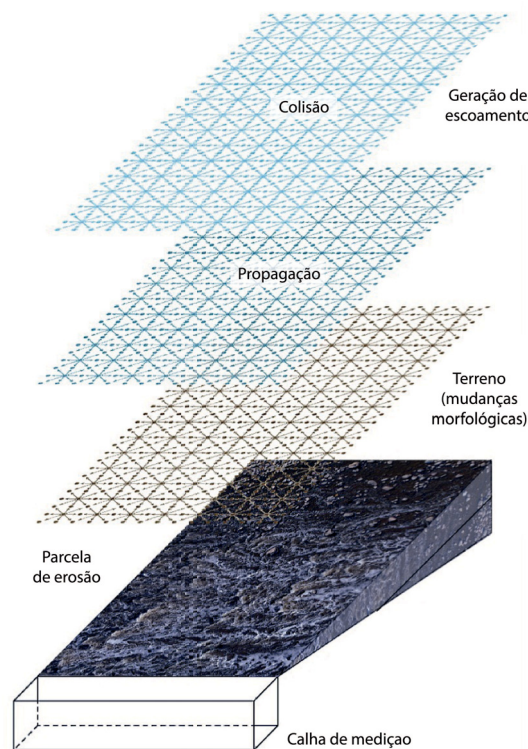
Adicionalmente, o modelo de simulação inclui a representação da calha na qual são depositados a água escoada e o sedimento, obtendo-se nesta os hidrogramas e sedimentogramas para cada evento simulado.

Figura 16 – Estrutura do modelo LBSEM



Fonte: o autor

Figura 17 – Representação esquemática do modelo LBSEM



Fonte: o autor

6.2 GERAÇÃO DA SUPERFÍCIE DO TERRENO

No modelo proposto, a superfície do terreno é gerada sinteticamente e descreve-se a partir da equação paramétrica de um plano, conforme apresentado na Equação (6.1):

$$z = Ax + By + C \quad (6.1)$$

em que A , B e C são constantes, não simultaneamente iguais a zero e C representa o termo independente da equação.

Adicionalmente, para definir na microtopografia, o maior ou menor grau de irregularidade no terreno, introduziu-se o termo aleatório E , que varia em x e y . O termo é definido na faixa de 0 (superfície lisa) a 1 (superfície irregular).

O conjunto de variáveis de entrada ao modelo associado ao processo de desprendimento é conformado por GroundSlopeI (termo independente da equação de superfície), GroundSlopeX (declividade do terreno no eixo x), GroundSlopeY (declividade do terreno no eixo y), GroundSlopeXY (declividade do terreno no plano xy) e

GroundSlopeS (termo aleatório da equação de superfície que define a rugosidade do terreno).

6.3 ÁGUA

6.3.1 Incorporação da chuva

A incorporação de uma chuva natural ao modelo LBSEM é realizada mediante a representação da informação da precipitação pluviométrica (intensidade da chuva) por pulsos retangulares. Para tanto, geram-se arquivos de nome “erosion” (termo em inglês) que contribuem na conformação da matriz de dados da rede correspondente ao fluido (água), criando tantos arquivos quanto pulsos de precipitação possua o evento. Pulsos com um mesmo valor de intensidade em um tempo determinado podem ser assumidos como um único pulso com duração igual à soma da duração dos pulsos individuais. A informação contida nos arquivos corresponde à duração do pulso (definida em termos do número de iterações), intervalo para armazenamento de dados durante a duração do pulso (corresponderá ao número de dados representados no hidrograma) e o valor da massa de uma gota de água (a qual varia de acordo com o valor da intensidade da chuva em cada intervalo).

A massa de água correspondente ao pulso de precipitação é distribuída na forma de gotas que caem aleatoriamente aos diferentes nós que conformam a rede. O valor da massa da gota é introduzido ao modelo nas unidades do método ou unidades do reticulado de Boltzmann. Assim sendo, para resolver o sistema de equações é necessário incorporar, com fundamento no princípio de equilíbrio termodinâmico do sistema, uma equação que relacione as variáveis de estado que descrevem o estado termodinâmico do fluido, tais como densidade ρ , pressão P , temperatura T , energia interna E e a entropia S . Segundo o princípio mencionado, qualquer variável de estado de um sistema relaciona-se aos possíveis valores de um dado subconjunto de variáveis de estado através de uma equação de estado (KRUGER et al., 2017).

Nesse caso, aproxima-se com uma das equações mais conhecidas que é a equação de estado do gás perfeito (Equação (6.5)) devido a que o método do reticulado de Boltzmann macroscopicamente reproduz o comportamento das equações de NS, as quais descrevem o movimento, tanto dos gases, quanto dos líquidos, assumindo o fluido simulado como um gás perfeito.

$$PV = nRT, \quad (6.2)$$

em que P é a pressão do sistema, V o volume do fluido, n representa a quantidade de matéria do sistema, em mols, e R é a constante universal dos gases. A equação dos gases perfeitos reescreve-se assim:

$$P = \left(\frac{nRT_*}{V} \right) \frac{T}{T_*}, \quad (6.3)$$

em que T_* é uma temperatura de referência em K . A anterior expressão é equivalente a:

$$P = N\tilde{T}, \quad (6.4)$$

Dado que as simulações estão desenvolvidas mediante sistemas bidimensionais, a pressão P e o volume V deverão ter unidades ajustadas a duas dimensões. Assim, o volume de uma célula será de ΔL^2 (m^3/m) e as unidades de P iguais a $Pa \cdot m$. Assim:

$$N = \frac{nRT_*}{\Delta L^2}, \quad \tilde{T} = \frac{T}{T_*},$$

Em consequência, para obter o número de moles por célula de um valor produzido no simulador será suficiente isolar o valor de n de N , isto é:

$$n = \frac{N\Delta L^2}{RT}, \quad (6.5)$$

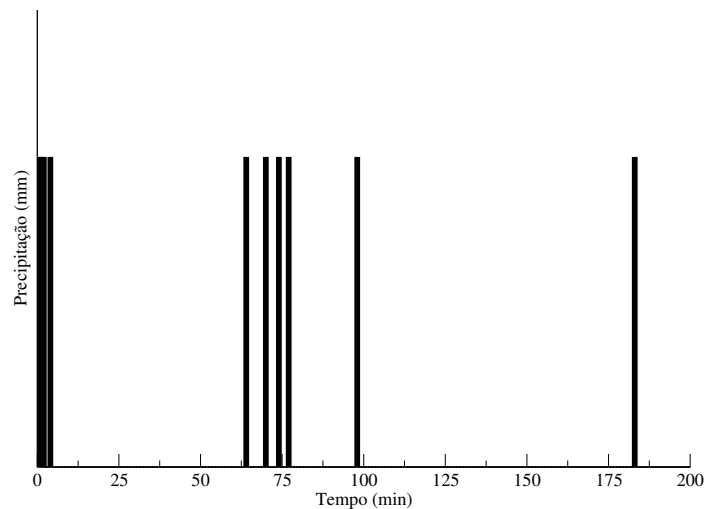
Macroscopicamente, as unidades de n fazem com que a Equação (6.3) e a Equação (6.4) sejam equivalentes.

Para fins de testar do modelo, foram incorporadas diferentes opções que permitem a geração de chuvas seguindo um modelo gaussiano (distribuição normal) ou a localização de uma massa de água em pontos ou setores específicos da rede.

O conjunto de variáveis de entrada para as diferentes representações possíveis da chuva é o mesmo, RainExpectation (iteração correspondente ao valor máximo do pulso ou da distribuição gaussiana), RainVariance (largura da curva gaussiana ou do pulso em iterações) e RainWaterDrop (massa de água distribuída a cada célula por cada iteração). Nos casos em que se represente uma chuva natural (representação por pulsos), o valor da variável RainVariance deverá ser introduzida ao modelo como um valor negativo, caso contrário, a chuva estaria representada por uma curva de Gauss.

A maneira de exemplo, para a representação da chuva natural correspondente a um dos eventos que será analisado adiante, que apresentou uma duração de 184 min (Figura 18) geraram-se um total de 17 arquivos *erosion_x.i*. Apresentam-se abaixo os

Figura 18 – Evento de chuva 4 registrado em parcela de estrada na bacia experimental d



Fonte: Schultz (2013, p. 76)

dados contidos no arquivo *erosion_14.i* correspondente ao pulso de precipitação de número 14 que ocorre no minuto 98, com duração de 1 minuto:

Iteração de início do pulso (InitialTime) = 41.944

Iteração final do pulso (NumberOfIterations) = -42.372

Intervalo para registro de dados (StepsToRecord) = 214

Iteração média do pulso (RainExpectation) = 42.158

Iterações correspondentes à largura total do pulso (RainVariance) = -428

Massa de uma gota de chuva (RainWaterDrop) = $5,7 \times 10^{-3}$ moles/clula · it

Para fins de simular o impacto das gotas na superfície do terreno e no desprendimento de partículas de solo, a qual modifica a microtopografia, introduziu-se um parâmetro de distorção do solo com o objetivo de mudar parte da massa do solo nas distribuições de nós selecionados aleatoriamente para os vizinhos mais próximos. Quanto menor o valor do parâmetro, os efeitos do impacto da gota serão mais homogêneos na superfície do solo.

6.3.2 Infiltração de água no solo

O modelo utilizado na descrição do processo de infiltração é o modelo de Horton (1939), uma das primeiras formulações utilizadas na descrição do processo de penetração da água nas camadas de solo próximas à superfície do terreno, apresentando

um comportamento exponencial decrescente que inicia a uma taxa e tende para um valor constante, podendo ser representado pela seguinte equação:

$$H(t) = H_c + (H_0 - H_c)e^{-kt} \quad (6.6)$$

em que $H(t)$ representa a capacidade de infiltração ($mm \cdot min^{-1}$) no tempo t (min); H_c é a capacidade de infiltração em condição de saturação, decorrido algum tempo ($mm \cdot min^{-1}$); H_0 é a capacidade de infiltração quando o solo está seco, no início da precipitação ($mm \cdot min^{-1}$) e k é a constante de decaimento (min^{-1}).

O modelo de Horton é incorporado considerando o volume de água infiltrada no solo, que é obtida a partir da integração da Equação (6.6), assim:

$$W_{12} = \int_{t_1}^{t_2} H(t) dt = (t_2 - t_1) H_c + (H_0 - H_c) \int_{t_1}^{t_2} e^{-kt} dt \quad (6.7)$$

$$W_{12} = (t_2 - t_1) H_c - \frac{(H_0 - H_c)}{K} (e^{-kt_2} - e^{-kt_1}) \quad (6.8)$$

Para $t_1 = 0$ e $t_2 = \Delta t$, $W_{12} \equiv W_0(\Delta t)$, obtém-se o seguinte:

$$W_0 = \Delta t H_c - \frac{(H_0 - H_c)}{K} (e^{-k\Delta t} - 1) \quad (6.9)$$

Para $t_1 = t$ e $t_2 = t + \Delta t$, $W_{12} \equiv W(t, \Delta t)$, obtém-se o seguinte:

$$W_{(t+\Delta t)} = \Delta t H_c - \frac{(H_0 - H_c)}{K} e^{-kt} (e^{-k\Delta t} - 1), \quad (6.10)$$

$$W_{(t+\Delta t)} = \Delta t H_c - e^{-kt} (\Delta t H_c - W_0), \quad (6.11)$$

Os valores da infiltração inicial H_0 , e da infiltração em condição de saturação H_c , são igualmente introduzidos nas unidades do método. O valor da constante de decaimento é expresso em s^{-1} .

O conjunto de parâmetros de entrada ao modelo associado ao processo de infiltração é conformado por InfiltrationExponent (constante de infiltração), InfiltrationFinital (capacidade de infiltração inicial H_0) e InfiltrationConstant (capacidade de infiltração constante H_c),

6.3.3 Escoamento superficial

O processo de escoamento superficial se encontra definido pelos processos de transmissão e colisão do método do reticulado de Boltzmann para a massa de água em cada nó da rede e para cada função de distribuição.

Conforme já descrito, no processo de transmissão, as partículas são deslocadas de um nó da malha para um dos seus nós vizinhos, com direção dada pela velocidade (vetor e). No processo da transmissão, cada distribuição, ou a informação local em x e em t , $f_i(x, t)$, transfere-se ao nó vizinho $x + e_i \Delta t$, no tempo $t + \Delta t$ e são calculadas as massas e as velocidades que serão utilizadas no processo seguinte, que é o processo de colisão.

O processo de colisão é representado pela Equação (4.25), com $i = 0, \dots, 8$, para um reticulado do tipo D2Q9. Neste trabalho o operador utilizado corresponde ao operador BGK (BHATNAGAR; GROSS; KROOK, 1954) conforme mencionado anteriormente e descrito na Equação (4.30):

$$f_i(x + e_i \Delta x, t + \Delta t) - f_i(x, t) = \Omega_i(f(x, t)), \Omega_i[f] = -\frac{1}{\tau}(f_i - f_i^{eq}), \quad (6.12)$$

Em geral, o processo de escoamento superficial é calculado usando uma função de densidade de probabilidade para a distribuição de velocidades das moléculas do fluido ao longo de direções discretas que conectam nós adjacentes e através da colisão entre moléculas, as quais se relaxam para o estado de equilíbrio local.

O anterior traduz-se partindo da duração de um pulso do evento de precipitação, o qual permite calcular o número de gotas a serem aleatoriamente distribuídas nas células do reticulado. Após a distribuição, tem-se uma redistribuição para as diferentes direções de velocidade e o valor inicial da massa é calculado. Posteriormente, a massa de água infiltrada é removida da massa total e os novos valores de massa para colisão e transmissão são estabelecidos, obtendo como resultado o escoamento superficial simulado. uma vez as duas operações são completadas um passo de tempo terá decorrido e as operações são repetidas. Para fins de estabelecer as direções do fluxo para o cálculo da redistribuição da massa, a diferença na elevação do terreno entre nós adjacentes é calculada e a massa é redistribuída baseada na diferença de níveis.

O conjunto de variáveis de entrada ao modelo associado ao processo de escoamento superficial é conformado por RelaxationOfFluid (relaxamento do fluido), Interaction2C (parâmetro de interação das componentes), InterfacialEnergy (potencial intermolecular), Temperature (temperatura)

6.4 EROSÃO

6.4.1 Desprendimento

Em modelos baseados em processos, diferentes abordagens são utilizadas na descrição da resistência do solo à erosão por concentração do fluxo. No modelo de

simulação proposto, escolheu-se uma abordagem baseada na desagregação como função da diferença entre a capacidade de transporte e a carga de sedimentos (Equação (2.7)), na qual os conceitos de desprendimento e transporte encontram-se interligados. Assim sendo, é estabelecido que a taxa de desprendimento, D_r ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$), é proporcional à diferença entre a capacidade de transporte ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) e a carga de sedimentos ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$):

$$D_r = D_c \left(1 - \frac{q_s}{T_c} \right), \quad \text{para } q_s < T_c \quad (6.13)$$

A variável CriticalShearStress (tensão de cisalhamento crítica) e o parâmetro SoilErodibility (constante de erodibilidade do solo) encontram-se associados ao processo de desprendimento do solo.

6.4.2 Transporte

Diferentes são as abordagens existentes a respeito da capacidade de transporte e normalmente constituem um desafio na modelagem do transporte de sedimentos, desenvolvidas estas, em grande parte, para fluxo em rios.

No presente trabalho, adotou-se uma simplificação da equação de Yalin (1963) apresentada por Finkner et al. (1989) com o intuito de reduzir o número de cálculos necessários para obter T_c e aliviar as instabilidades associadas com soluções numéricas. Esta modificação é a mesma utilizada no modelo WEPP do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos - USDA (Equação (2.13)):

$$T_c = K_t \tau_s^{3/2} \quad (6.14)$$

em que K_t é o coeficiente de transporte e τ_s (Pa), a tensão de cisalhamento atuante no solo desagregado.

Os valores de K_t utilizados nesta pesquisa corresponderam aos registrados por Finkner et al. (1989) em função dos valores da tensão de cisalhamento, onde observaram uma tendência de K_t para valores constantes em altos valores de τ_s (maior que 5 Pa no caso de solos franco siltosos, por exemplo) e valores de K_t próximos de zero para valores pequenos de τ_s . O parâmetro de entrada do modelo relacionado ao processo de transporte corresponde a SedimentTransport (coeficiente de transporte).

6.4.3 Deposição

A deposição é baseada na Equação (2.7) e na Equação (2.13). No caso em que a quantidade de sedimento q_s , supera a capacidade de transporte T_c , a deposição tem lugar. Nesse caso, a massa de sedimentos é retirada do fluido em cada uma das direções

de velocidade e incorporada à superfície do terreno gerando a mudança de nível e, portanto, da morfologia terreno. No caso em que não se tenha água, ou a velocidade seja nula, a massa de sedimentos será imediatamente depositada.

6.5 ESTRUTURA DO MODELO LBSEM

O modelo de simulação LBSEM, proposto nesta tese, foi implementado na linguagem de programação C em um ambiente Linux e possui três módulos: (i) módulo gerenciador de dados do modelo (*project.c*); (ii) algoritmo do reticulado (*lbm.c*); e (iii) módulo conversor de dados do modelo *analyze.c*.

6.5.1 Gerenciador de dados do modelo

Corresponde ao algoritmo projetado para gerenciar os parâmetros e variáveis de entrada do modelo e cria a pasta onde serão armazenados os dados resultantes das simulações realizadas.

Os dados de entrada no modelo podem-se classificar em três grupos. O primeiro corresponde aos valores que definem o reticulado e as características da simulação. O segundo, os valores que descrevem os processos representados no modelo (precipitação, infiltração, escoamento, desprendimento, transporte e deposição de sedimentos). O terceiro grupo corresponde aos valores que definem a microtopografia inicial do terreno e à descrição de condições específicas no mesmo (pontos de velocidade nula, presença de obstáculos no terreno), assim como a definição da faixa na qual a água escoada e os sedimentos desagregados são depositados (calha). Os parâmetros descritos são introduzidos nos arquivos *erosion.i* e *erosion_x.i*, como já mencionado na subseção 6.3.1.

Os arquivos *erosion.i* e *erosion_x.i* podem ser gerados, bem, através de uma linha de comandos, parâmetro a parâmetro, ou introduzindo os valores destes diretamente no editor de texto e colocando os arquivos na pasta correspondente à simulação.

A respeito das condições iniciais do terreno, distinguem-se basicamente os parâmetros relacionados com a superfície do terreno (definida pela equação de um plano) e os parâmetros que descrevem a existência de estruturas com características diferenciadas no terreno. Nesse sentido, três casos particulares foram incorporados no modelo: (i) presença de pontos no terreno que obstruem a movimentação do fluido (ID: 1) (ii) existência de paredes, tais como os limites da parcela (ID: 2) (iii) definição da calha de medição onde são depositados a água escoada e o sedimento erodido (ID: 3).

No arquivo *erosion.i* são especificados o número de pontos, a localização destes e a característica particular de acordo com o ID correspondente (1, 2 ou 3). Para os

pontos identificados como ID: 1, definem-se as coordenadas e para as paredes e a calha de medição, definem-se as coordenadas iniciais e finais.

Adicionalmente, podem ser definidos setores de medição intermediários na área definida para simulação, especificando as coordenadas iniciais (x_0, y_0) e finais (x_1, y_1) da área. Isto possibilita realizar uma análise detalhada de resultados ou uma avaliação de condições específicas em determinados setores da área simulada.

Como resultado, obtém-se um arquivo de condições iniciais (0.das) e um arquivo de condições particulares do terreno (walls.das).

6.5.2 Algoritmo do reticulado

A seguir descreve-se o procedimento pelo qual aplica-se o método do reticulado de Boltzmann na simulação do escoamento superficial e a erosão do solo em uma parcela de erosão.

1. Inicialização ($t=0$)

- a) Leitura de código da simulação (número da simulação);
- b) Geração de pasta com nome da simulação;
- c) Geração de arquivo de variáveis e parâmetros de entrada (*erosion.i*);
- d) Leitura de variáveis e parâmetros de entrada (*erosion.i* e *erosion_x.i*);
- e) Construção da rede de vizinhos e condições de contorno;
- f) Leitura de dados iniciais desde o arquivo 0.das ($t = 0$) para cada nó, correspondentes às densidades de água e sedimento e alturas de água e solo.

2. Iterações ($t_{inicial}$ até t_{final})

- a) Cálculo do número de gotas que cairão na rede;
- b) Distribuição aleatória de gotas no reticulado;
- c) Integração da capacidade de infiltração;
- d) Retirada a água infiltrada em cada distribuição;
- e) Cálculo da água restante na distribuição ao retirar a água infiltrada;
- f) Atualização de H_0 (valor da infiltração no instante $t + \Delta t$);
- g) Cálculos prévios à colisão
 - Pressão da água (equação de estado),
 - Constantes das distribuições de equilíbrio f_i^{eq} ;
 - Força externa resultante da diferença de nível dos nós vizinhos

h) Etapa de colisão

$$f_i^*(x, t) = (1 - \Delta t / \tau) f_i(x, t) + \frac{\Delta t}{\tau} f_i^{eq}(x, t).$$

i) Etapa de propagação

- Cálculo da propagação: $f_i(x + e_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i^*(x, t)$;
- Atualização de f_i : $f_i(x, t) = f_i(x + e_i \Delta t, t + \Delta t)$.

j) Atualização de g_i : $g_i(x, t)$

3. Processo erosivo

a) Condição inicial $Dr = 0, T_c = 0$

b) Cálculo de τ para cada direção

c) Cálculo de T_c a partir de τ

d) Cálculo de D_r

e) Incorporação do sedimento ao fluido

f) Verificação da condição para deposição ($qs > T_c$)

g) Retirada do sedimento do fluido

h) Atualização da matriz do solo

4. Gravação de resultados e voltar ao passo 2

6.5.3 Conversor de dados do modelo

Este algoritmo gera um arquivo **.mea* a partir de cada um dos arquivos **.das* gerados, para fins de possibilitar sua utilização através de um software de visualização de dados e obtenção de gráficos. Assim sendo, ter-se-ão tantos arquivos **.das* quanto intervalos de armazenamento e tantos arquivos **.mea* quanto setores de medição definidos, respectivamente.

Adicionalmente, armazenam-se em um arquivo os valores médios (**.sxt*) calculados para cada um dos intervalos de armazenamento especificados.

Os resultados obtidos com o modelo proposto reproduzem: (i) escoamento; (ii) produção de sedimentos; (iii) distribuição dos sedimentos no terreno (iv) umidade do solo.

No Apêndice A ao Apêndice D, encontram-se a biblioteca do modelo e os códigos fonte para cada um dos módulos nos quais foi subdividido o modelo LBSEM.

É válido mencionar que desde o início do processo de criação do código do LBSEM geraram-se um número de 9 versões para a biblioteca do modelo, 9 versões para o gerenciador de dados do modelo, 26 versões para o algoritmo do método propriamente dito e 7 versões para o gerenciador de resultados. Estas versões correspondem

às apresentadas no Apêndice A ao Apêndice D (liblbm09.h, project09.c, lbm26.c e analyze07.c).

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados da avaliação do modelo desenvolvido na escala de parcela, através da análise de sensibilidade e de sua aplicação, utilizando como base os eventos monitorados em estradas não pavimentadas na pesquisa realizada por Schultz (2013).

7.1 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Na Tabela 11 e Tabela 12 são apresentados os resultados do índice de sensibilidade para o parâmetro S , relacionado à microtopografia do terreno, os parâmetros associados à erosão (K_c , K_t e τ_c) e à abordagem da energia livre (κ e λ). As variações utilizadas na análise corresponderam a $\pm 25\%$ da média na faixa de valores apresentada na Tabela 8. Na Tabela 12 é utilizada as classes de sensibilidade propostas por Lenhart et al. (2002).

De acordo com os resultados apresentados nas tabelas citadas, os componentes identificados como os mais relevantes quanto à influência no hidrograma de saída do modelo foram a rugosidade ou microtopografia do terreno S e a constante de erodibilidade do solo K_c , para os quais se obtiveram coeficientes de sensibilidade médios, entre os testes realizados, de 45% (classe de sensibilidade alta) e 10% (classe de sensibilidade média), respectivamente. No caso dos sedimentogramas, os resultados indicaram que o impacto causado por alterações nos parâmetros relativos ao solo (K_c e τ_c) apresentou uma sensibilidade entre Média (11% para K_c) e Alta (24% para τ_c); o impacto de fatores associados à ação do escoamento superficial devido à capacidade de transporte K_t , apresentou um grau de sensibilidade Alto (de 33%) e, a respeito de fatores associados com a interação fluido - sedimento (λ) e a tensão superficial (κ), os valores do coeficiente indicaram sensibilidades Média (-13%) e Negligenciável (-4%), respectivamente. Os restantes parâmetros analisados evidenciaram coeficientes de sensibilidade abaixo de 5%, o que corresponde a uma sensibilidade pequena ou negligenciável, indicando um impacto reduzido no sistema modelado, sem efeitos evidentes na distribuição dos dados de saída. Nos dois casos, os resultados obtidos resultam consistentes com a natureza de cada um dos processos avaliados, que são a geração de escoamento e a produção de sedimentos.

A respeito do parâmetro λ , associado à afinidade entre as componentes (água e solo), não resulta estranha a influência do parâmetro na produção de sedimentos, sendo explicada esta pelo fenômeno físico de repulsão dos solos à água. Assim, a repulsão à água, ao diminuir a taxa de infiltração da superfície do solo, contribui na

| Parâmetro | Coeficiente de sensibilidade | |
|-----------|------------------------------|------------|
| | Água | Sedimentos |
| S | 45% | 0% |
| τ_c | 0% | 24% |
| K_c | 10% | 11% |
| K_t | 0% | 33% |
| λ | 1% | -13% |
| κ | 0% | -4% |

Tabela 11 – Coeficientes de sensibilidade calculados

Fonte: o autor

redução do tempo de geração de escoamento, intensificando o escoamento superficial e, conseqüentemente, o risco de erosão e o desenvolvimento de caminhos preferenciais de fluxo conforme percebido por Gonzalez (2010).

De acordo com os resultados obtidos, a mudança da microtopografia do terreno determinou a mudança do hidrograma em termos do tempo de pico da vazão escoada e do início da recessão do hidrograma. O comportamento obedece ao esperado pelo fato do incremento da rugosidade determinar a conformação de zonas nas quais se produz o empoçamento da água, reduzindo a vazão de pico que atinge a saída da parcela.

A respeito dos efeitos da variação dos parâmetros K_c , τ_c e K_t no hidrograma, os resultados obtidos não evidenciaram uma importante influência destes parâmetros na vazão escoada, o qual foi o esperado ao considerar a natureza dos mesmos, pelo fato de estarem associados à estrutura física do solo e sua susceptibilidade aos processos erosivos (desprendimento e transporte). Nesse sentido, uma maior influência é esperada no caso do sedimentograma.

7.2 VERIFICAÇÃO DO MODELO DE SIMULAÇÃO

O processo de verificação do LBSEM foi realizado utilizando os dados dos monitoramentos coletados por Schultz (2013) em parcelas de erosão não pavimentadas. Nesse sentido, os eventos simulados passaram por processo de calibração aos dados monitorados, seguindo as etapas definidas na literatura de desenvolvimento de mode-

| Parâmetro | Escoamento | Produção de sedimentos |
|---|------------|------------------------|
| Microtopografia | | |
| Rugosidade do terreno, S | III | I |
| Erosão | | |
| Constante de erodibilidade do solo, K_c | II | II |
| Tensão de cisalhamento crítico, τ_c | I | III |
| Coeficiente de transporte, K_t | I | III |
| Energia livre | | |
| Interação entre componentes, λ | I | II |
| Tensão superficial, κ | I | I |

Tabela 12 – Classificação da sensibilidade do modelo às variáveis de entrada

Fonte: o autor

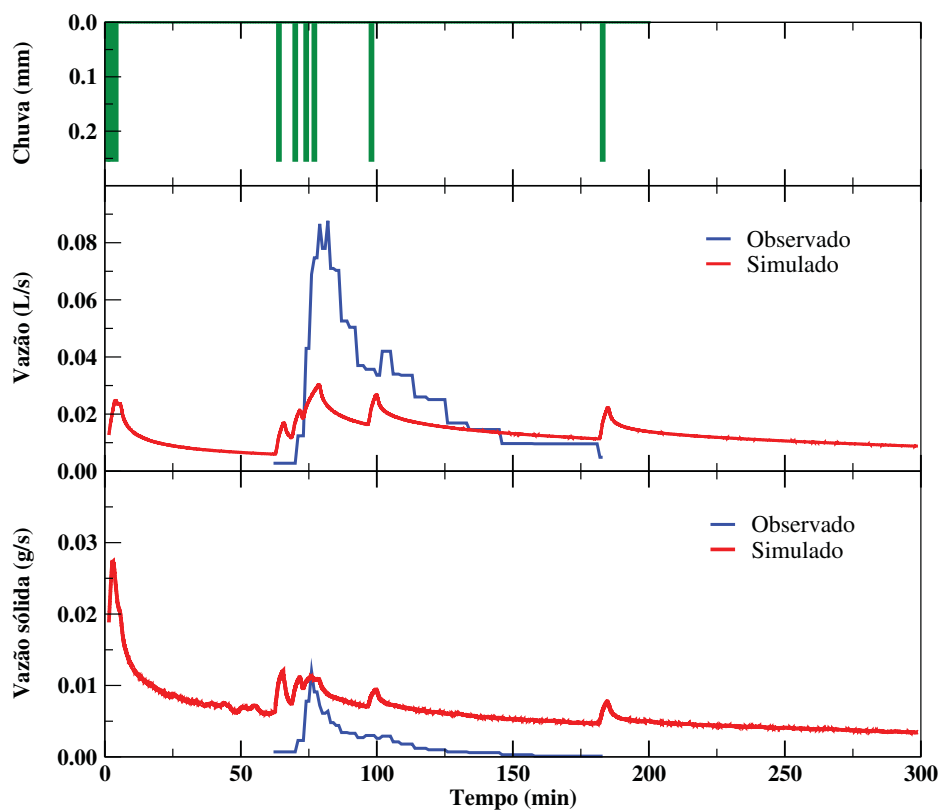
los, para fins de julgar que o mesmo fosse adequado para representar os processos de geração de escoamento e produção de sedimentos na escala de parcela.

Assim sendo, a calibração foi feita de forma manual, variando um parâmetro de cada vez, com valores dentro da faixa determinada na Tabela 8 e procurando o melhor ajuste entre os hidrogramas e sedimentogramas simulados e os observados. Partindo dos resultados da análise de sensibilidade, os parâmetros objeto de calibração corresponderam a K_c , τ_c , K_t e λ . Adicionalmente, a análise de sensibilidade forneceu algumas indicações que orientaram a calibração dos parâmetros em torno do limite inferior da faixa, particularmente no caso da variável K_c .

Diferentes conjuntos de parâmetros foram testados a fim de encontrar aquele que melhor se aproximasse aos dados observados. No entanto, durante o processo realizado observou-se que só um dos eventos escolhidos para calibração, o evento 4, apresentava um comportamento que pudesse ser definido como próximo dos dados observados ao testar valores na faixa definida (Figura 19). Assim sendo, foi este o evento utilizado para definir os valores iniciais do conjunto de parâmetros que pretendiam ser calibrados (Tabela 13), e partindo destes, continuar o processo para os eventos restantes.

No entanto, embora realizada a variação dos parâmetros na faixa, ressaltou o fato da vazão se manter constante muito além de finalizado o evento de precipitação (sem presença de chuva efetiva) e superado o tempo de concentração da parcela, o qual

Figura 19 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 4

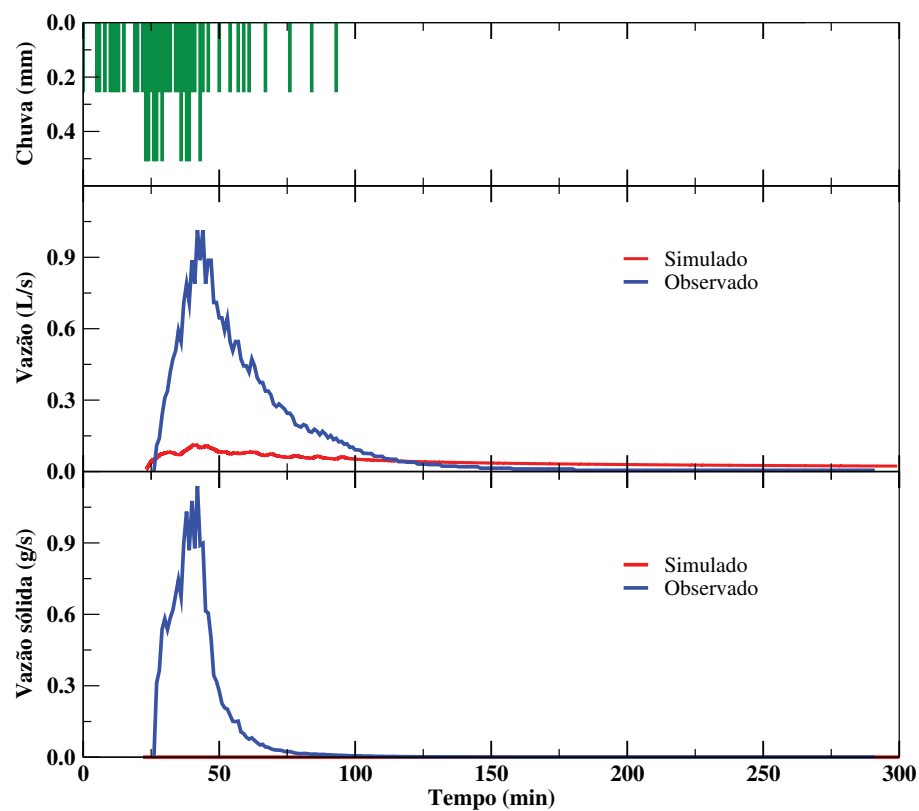


foi calculado utilizando várias das equações existentes, tais como a fórmula da Federal Agency (1970), a equação de Kerby (1959), a fórmula da onda cinemática (1971) e a fórmula de Dooge (1973). Os valores obtidos variaram entre 10 e 17 minutos. Em consequência, a totalidade da vazão não estaria atingindo a saída da parcela, sugerindo que ficava retida na mesma, deixando a parcela a uma taxa muito baixa e sem a presença de chuva, de forma que, como comprovado em diferentes testes realizados, a vazão escoava totalmente após transcorridos 900 minutos aproximadamente.

O fenômeno descrito ocorreu de forma similar para os restantes eventos selecionados para calibração, os quais, partindo dos valores determinados para o evento 4, tentaram-se ajustar os dados simulados e observados para os Eventos 1 e 6; no entanto, não foi possível, pois, conforme é observado, os resultados obtidos a partir do modelo de simulação subestimam, em relação com os dados observados, tanto os valores de escoamento, quanto os de produção de sedimentos (Figura 20 e Figura 21).

Diante das dificuldades apresentadas, implementou-se a redução do valor da capacidade de infiltração inicial H_c , embora não tivesse sido previsto pelo fato dos valores de infiltração terem sido medidos no campo por Schultz (2013); isto, visando o incremento da vazão escoada e, portanto, a aproximação ou ajuste dos picos de vazão simulada aos observados. No entanto, dita mudança não introduziu uma variação

Figura 20 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 1

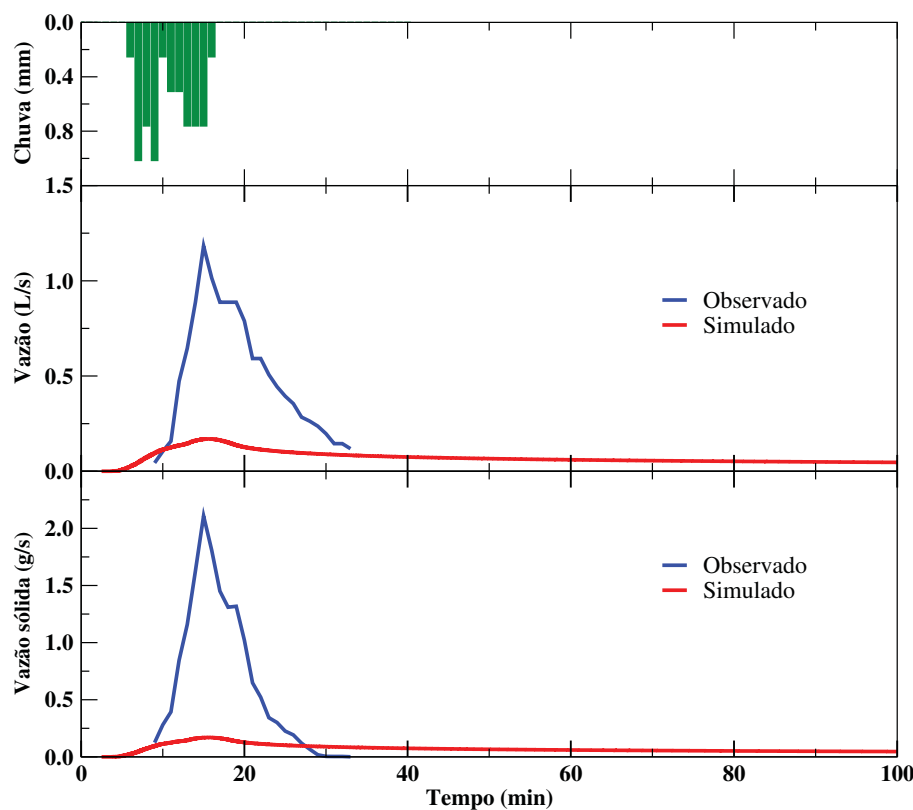


| Parâmetro | Valor |
|---|--------|
| Constante de erodibilidade do solo, K_c | 0,0003 |
| Tensão de cisalhamento crítico, τ_c | 0,045 |
| Coeficiente de transporte, K_t | 0,005 |
| Interação entre componentes, λ | 2 |

Tabela 13 – Parâmetros que apresentaram um melhor ajuste dos dados simulados e os observados para os eventos 1, 4 e 6

Fonte: o autor

Figura 21 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 6



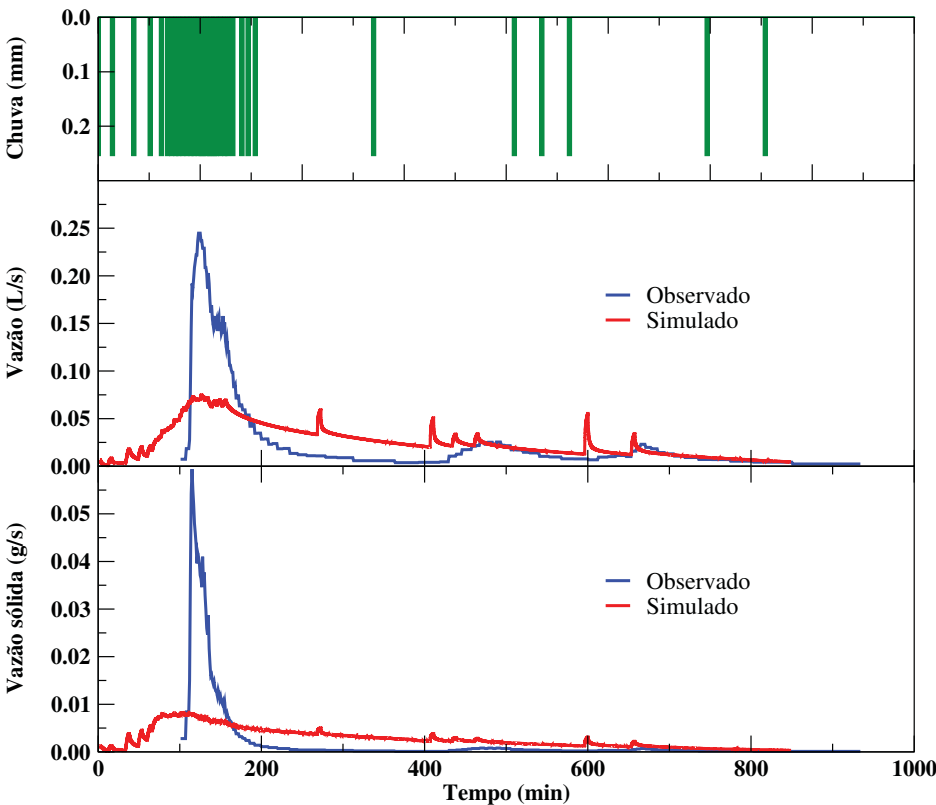
representativa no hidrograma, nem no sedimentograma.

No caso dos eventos 2, 4 e 5, o comportamento simulado observa-se mais próximo do observado, evidenciando um maior ajuste nos casos em que os pulsos se encontram mais espaçados, na recessão do evento total observado. Considera-se que resulta infrutífero o cálculo do coeficiente de eficiência no caso do comportamento dos eventos 1, 3 e 6 para os quais não existe uma correlação entre a ordem de grandeza do volume precipitado com o escoado, baseado nos dados observados, ao calcular a diferença percentual entre os volumes totais escoados observados e simulados (integral do hidrograma). Assim, para os eventos 1, 3 e 6 se registraram diferenças percentuais de 77%, 88% e 76% entre volumes observados e volumes simulados. O hidrograma simulado do evento 4, embora apresentar um comportamento similar ao evento observado, registrou uma diferença porcentual de 35% e, portanto, foi desconsiderado na seguinte etapa do análise.

Para os eventos 2 e 5, os quais apresentaram uma ordem de grandeza do volume precipitado semelhante ao volume observado, foi calculado o coeficiente de eficiência (COE) das simulações conforme apresentado na Tabela 14.

De acordo com a Tabela 14, as simulações dos eventos 2 e 5 apresentaram um coeficiente de eficiência de 0,61 e $-1,05$, indicando que o ajuste do hidrograma não

Figura 22 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 2

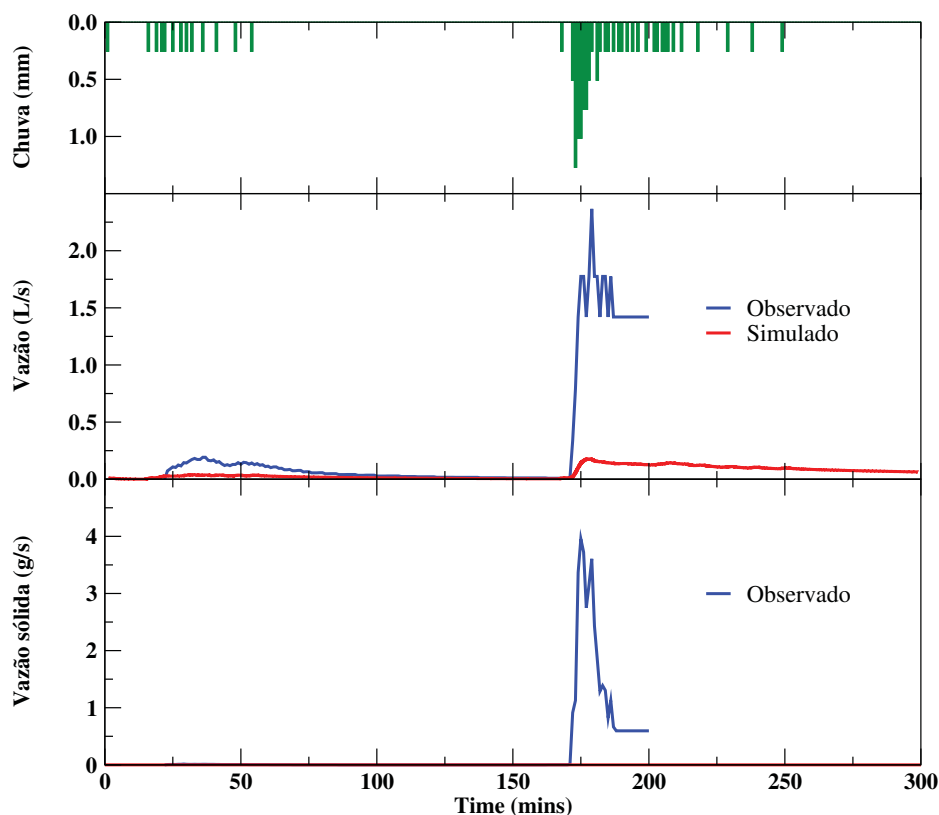


| Evento | Chuva (mm) | Q (L/s) | | COE |
|--------|---------------|-----------|----------|-------|
| | | Observado | Simulado | |
| 2 | 8,6 | 6,4 | 6,6 | 0,61 |
| 5 | 6,6 | 3,9 | 5,2 | -1,05 |

Tabela 14 – Valores observados e simulados com o modelo LBSEM

Fonte: o autor

Figura 23 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 3

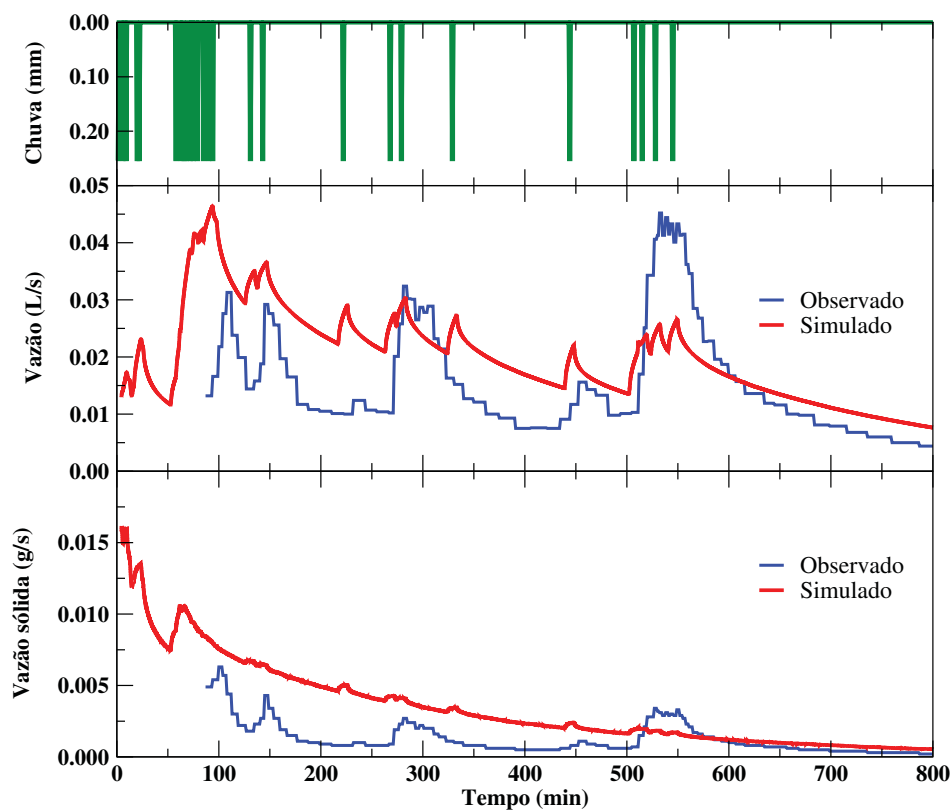


foi adequado. Em geral, a partir dos resultados obtidos não é possível estabelecer uma tendência clara do modelo. No caso do evento 2 percebe-se a tendência do modelo a subestimar as vazões pico de água e sedimentos e no caso do evento 5 a tendência é a superestimar estas.

Embora não apresentar resultados que possam ser considerados adequados, algumas observações foram feitas durante o processo. Uma delas relacionada com o processo manual da calibração, o qual pelo número de variáveis e a complexidade do modelo poderia não estar fornecendo a melhor combinação de parâmetros. Assim, a implementação de um processo de calibração automatizado poderia fornecer valores das variáveis que permitam reduzir as diferenças entre os dados observados e simulados e, em consequência, se obtenham menores valores na soma dos quadrados dos resíduos.

A respeito do método, uma grande ênfase é feita sobre as condições de contorno impostas aos modelos. No caso foram impostas condições de contorno nos laterais da parcela e nos limites superior e inferior. Nas laterais, a velocidade se tornava zero nos nós fora do contorno e a massa redistribuída ao atingir as paredes. No entanto, é importante considerar que ao utilizar um número reduzido de nós na simulação de um fenômeno real, os gradientes são acentuados, induzindo problemas de estabilidade no

Figura 24 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do evento 5



esquema numérico.

Adicionalmente, um dos aspectos mais complexos em relação à aplicação do método do reticulado de Boltzmann, é a relação entre unidades do reticulado e unidades físicas e a respeito do qual diferentes autores têm discorrido Viggen (2014), Camapum, Farias e Leao (2012), Latt (2007). Nesse sentido, as unidades utilizadas nas simulações devem ser consistentes com o sistema físico e os dados de entrada devidamente ajustados. Assim sendo, é preciso identificar a existência de três sistemas: (i) um físico; (ii) um adimensional e (iii) um discreto; sendo esta a ordem das etapas de conversão, e feita a transição do (i) para o (ii) através da escolha de uma resolução espacial característica N_Y , e a resolução temporal; e a transição de (ii) para (iii) através do espaçamento do reticulado Δx e o passo de tempo Δt .

Particularmente, a maior complexidade em termos de conversão de unidades para as unidades do método (ULB) foi a imposta pela precipitação, a qual, além das considerações anteriores, precisava considerar o componente termodinâmico, que por sua vez definia-se em termos da pressão p_0 , a qual se encontrava associada à equação dos gases perfeitos, requerendo, evidentemente, a aplicação do procedimento descrito.

Partindo desta base, uma outra condição necessária ao se tratar da abordagem da energia livre, incorporada no modelo, é a escolha da equação de estado apropriada.

De acordo com Kupershtokh, Medvedev e Karpov (2009), a escolha determina a introdução de erros associados à estabilidade em uma estreita faixa de temperaturas, o qual seria um fator a ser verificado em trabalhos posteriores. No entanto, a abordagem da energia livre, embora utilizada para a modelagem de fluidos multifásicos (fluidos que apresentam transições de fase, por exemplo água-vapor), junto à variável κ (energia interfacial), que foi introduzida unicamente para o escoamento, foram consideradas para fins de suavizar os possíveis gradientes de pressão ou mudanças abruptas de densidade, entre nós próximos, originados por efeito das duas componentes (água e solo) e os processos modelados.

Embora o propósito de utilizar o reticulado de Boltzmann em combinação com um modelo de energia livre buscava a representação dos processos de forma acurada, a definição de valores como λ para água e sedimentos (solo), não é comum na literatura, mas sim a condição de hidrofiliicidade dos solos, o que define um valor de λ positivo, sem registrar valores de acordo com as características do solo, por exemplo; dessa forma esta variável se constitui como um fator de incerteza dentro do modelo. Assim sendo, a solução implicaria a utilização do método do reticulado de Boltzmann em combinação com outros esquemas numéricos que fizessem uma melhor representação da fase sólida, tais como o Método dos Elementos Finitos (FEM), o Método dos Elementos Discretos (DEM) ou SPM (Smoothed Profile Method), os quais tratam a fase sólida como um conjunto de partículas em suspensão na água e não como uma componente que altera as propriedades da água de acordo com a proporção dos sedimentos.

Nos modelos antes mencionados são realizados acoplamentos do método do reticulado de Boltzmann. Nestes, o LBM é utilizado unicamente na descrição do movimento do fluido e o método acoplado (comumente o DEM) descreve as interações partícula-partícula ou partícula-fluido (HARSHANI, 2017; WANG et al., 2018; RETTINGER; RÜDE, 2018; SIBILLE; LOMINÉ; MAROT, 2012). Nestes modelos, a fricção, a pressão e as forças externas introduzidas determinam a transferência de momento através das interações fluido-partícula. A abordagem independente das componentes exclui a utilização de variáveis associadas a modelos de energia livre. Alguns casos nos quais este tipo de modelos são utilizados foram descritos no capítulo de revisão. No entanto, nenhum deles orienta-se ao estudo de processos erosivos em nenhuma de suas escalas ou às consequentes mudanças geomorfológicas induzidas por estes.

Por outro lado, além de ser utilizado com um único tempo de relaxamento (operador de colisão BGK), o método do reticulado de Boltzmann pode ser utilizado com tempo múltiplo de relaxamento (operador de colisão MRT), o qual apresenta maior estabilidade e uma melhor captura das informações do escoamento, conforme descrito por Galina (2017).

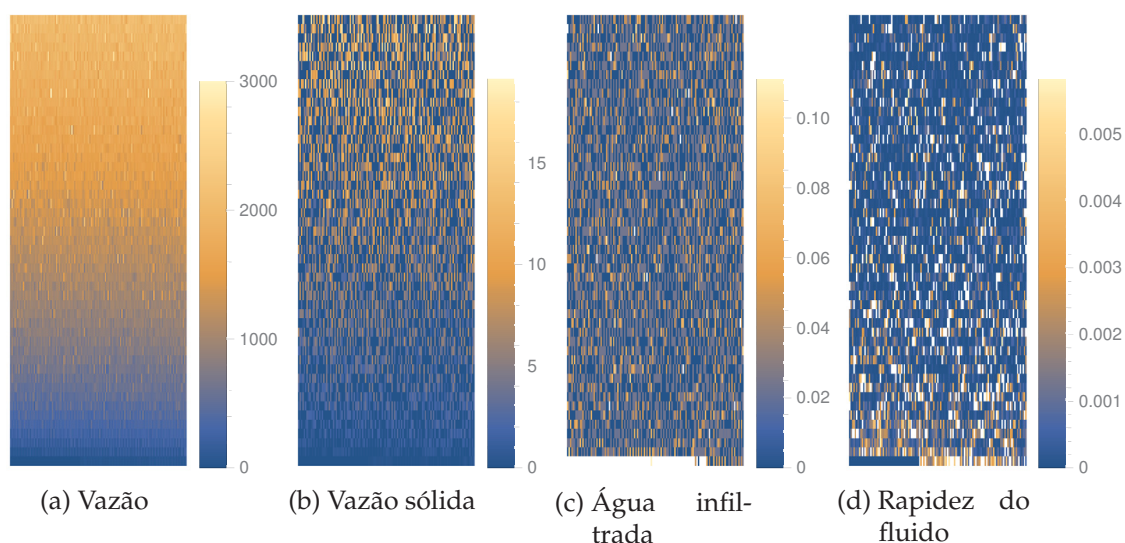


Figura 25 – Gráficos de densidade resultantes da simulação

7.3 AVALIAÇÃO DE MUDANÇAS GEOMORFOLÓGICAS

Sendo um dos objetivos desta tese que o método do reticulado de Boltzmann fosse um veículo para a avaliação de mudanças geomorfológicas dado os princípios da escala, através do módulo de análise de dados, o modelo foi articulado para a geração de gráficos de densidade, nos quais pudessem ser avaliadas as modificações surgidas como resultado dos eventos de precipitação.

Para a representação das mudanças morfológicas no tempo, os resultados correspondentes à morfologia da parcela foram subdivididos para fins de facilitar a visualização. Devido ao tamanho da parcela simulada (50×512), obtém-se 4 subparcelas de resolução 50×128 . Para cada intervalo de tempo definido para armazenamento de dados é apresentado um setor da parcela. Escolheu-se apresentar o setor 1 da parcela (0, 0, 25, 128) para o minuto 300. Assim sendo, na Figura 25 são apresentados os gráficos de densidade das simulações, os quais reproduzem (a) o escoamento superficial; (b) a produção de sedimentos; (c) a quantidade de água infiltrada e (d) a velocidade do fluido. No caso da Figura 25 apresentam-se os resultados em unidades do método (ULB).

Os gráficos de densidade têm como propósito apresentar os efeitos do escoamento superficial e a erosão na morfologia do terreno. Percebe-se um padrão longitudinal na concentração do fluxo conforme apresentado no gráfico da Figura 25a. Na Figura 25b representa-se a massa de sedimentos presente no fluido; assim sendo, o comportamento é inverso ao comportamento apresentado na Figura 25a, notando-se densidades de sedimento próximas de zero nos locais nos quais os valores de densidade de água são altos (faixa amarela).

Adicionalmente, a saída gráfica das simulações apresenta a massa de água infil-

trada e a velocidade do escoamento. Esta última permite observar a presença de zonas de concentração de fluxo, as quais evidenciam maiores velocidades ou locais onde os acúmulos de sedimento produzem velocidades nulas.

Nos gráficos, as variações por efeito do escoamento superficial podem não parecer significativas no terreno; no entanto, isso de certa forma é esperado dada a magnitude dos eventos ser pequena. Na Figura 26 representa-se a morfologia do terreno, evidenciando a presença de minúsculas depressões onde a densidade de sedimentos é zero ou muito próxima de zero a respeito do restante da parcela.

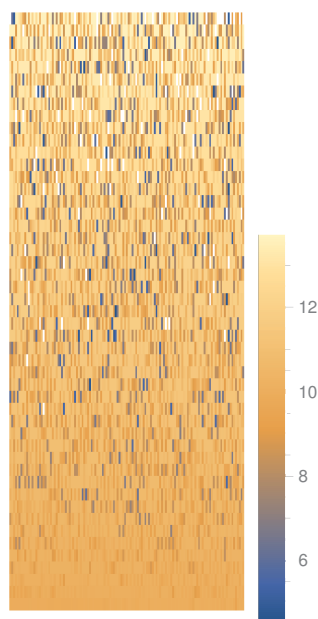


Figura 26 – Gráfico de densidade de acúmulo de sedimentos no terreno

É importante mencionar que na busca da solução ao problema evidenciado no capítulo anterior, a respeito da permanência da curva em um valor constante de vazão, a análise apresentada nesta seção foi feita utilizando uma nova versão do código na qual incorporou-se uma pressão de referência (pressão atmosférica), considerando que o reticulado, ainda que vazio, se encontra sujeito a esta pressão de referência. Dita pressão incorpora-se à expressão definida para o tensor de pressão, evitando a conformação de acúmulos devido à interação dos parâmetros λ e κ .

Na Figura 27 são apresentados o hidrograma e o sedimentograma resultantes de uma chuva de 15 minutos de duração e uma intensidade média de precipitação de 0,25 mm/min para valor de erodibilidade $K_c = 0,00001$. A Figura 27 corresponde à condição (b) da Figura 28.

Complementarmente, foi incorporado ao modelo uma representação adicional dos resultados obtidos nos gráficos de densidade, considerando a média dos valores no eixo x que correspondem aos gráficos apresentados na Figura 28.

Figura 27 – Hidrograma e sedimentograma simulados

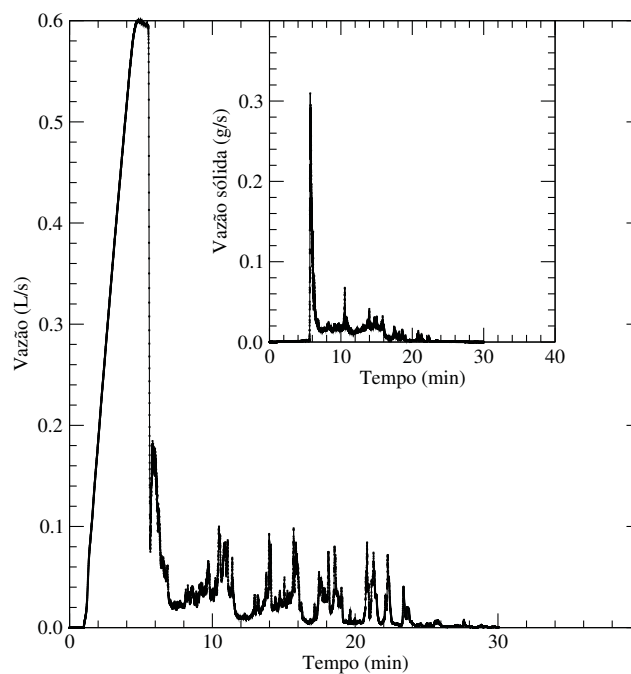
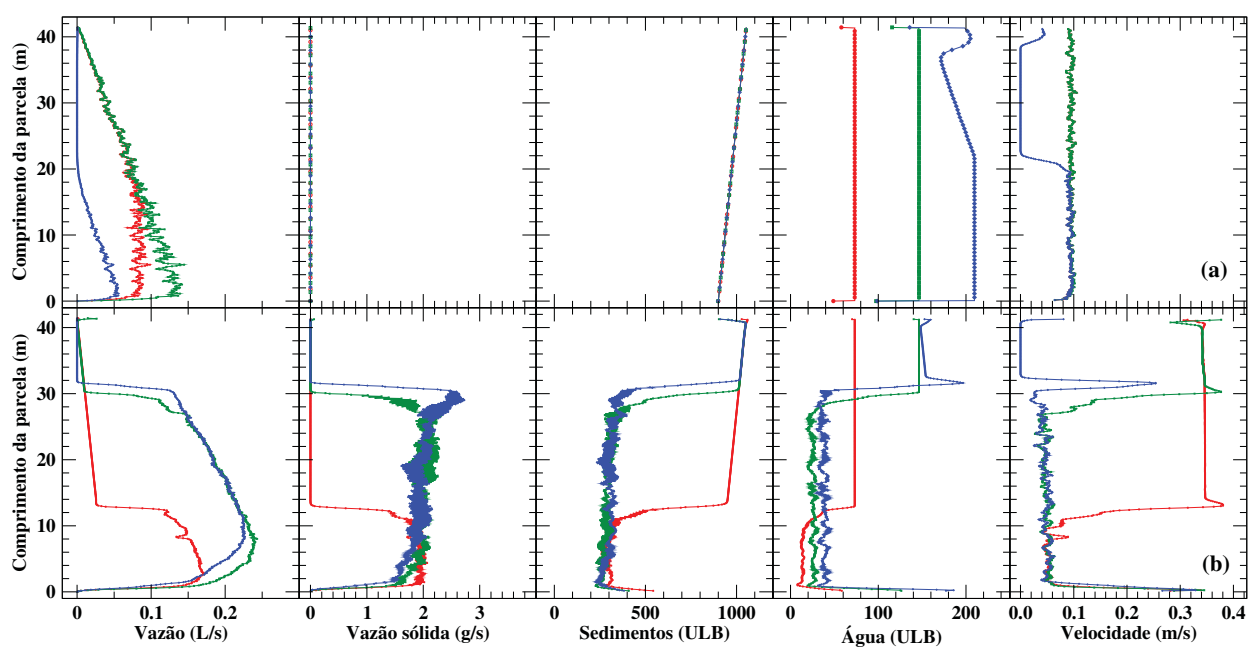


Figura 28 – Valores médios na parcela



Na Figura 28 são apresentados resultados de dois cenários simulados com valores de erodibilidade $K_c = 0$ (Figura 28 (a)) e $K_c = 0,00001$ (Figura 28 (b)). Para cada cenário foram considerados três intervalos de tempo (7,5 min, 15 min e 30 min), apresentando-se a evolução da vazão, a vazão sólida, o acúmulo de sedimentos, a água infiltrada e a velocidade do escoamento (que são os mesmos parâmetros da saída gráfica do modelo) ao longo do comprimento da parcela.

Conforme observado, aos 7,5 minutos do início do evento de precipitação, uma vazão máxima de 0,17 L/s é atingida, descendo lentamente durante os primeiros 12 m da parcela, após os quais percebe-se um declínio repentino que mantém valores próximos do zero. Por sua vez, a evolução longitudinal da vazão para 15 min e 30 min apresenta comportamentos similares, evidenciando uma maior vazão escoada que flui na parcela ao longo de um comprimento maior da mesma (aproximadamente 30 m). A vazão sólida segue um comportamento similar à vazão líquida, mostrando a distância até onde houve mobilização de sedimentos na parcela.

A respeito do acúmulo de sedimentos no terreno, zonas com reduzidas vazões apresentaram maior concentração de sedimentos. Poder-se-ia supor a existência de zonas de acumulação de sedimentos nos locais nos quais começa a descer a vazão (12 m e 30 m), no intervalo de tempo correspondente, dando lugar à deposição de material. Observou-se a respeito da distribuição espacial da água infiltrada no solo, altos valores no começo e fim da parcela, que se mantêm constantes quase ao longo da mesma e velocidades que, por sua vez, se observaram baixas quanto maior a concentração de sedimentos no fluido.

As saídas do modelo de simulação apresentadas atentaram à descrição das características mais importantes da escala de parcela, que obedecem aos processos de geração de escoamento e mudanças morfológicas, mas tentando defini-las em termos espaciais de maneira a aproximar o modelo à definição de um laboratório virtual, embora se requer de maiores refinamentos e novas versões do mesmo para ser utilizado como ferramenta de simulação e predição.

8 CONCLUSÕES

O propósito deste trabalho consistiu no estudo e aplicação de um modelo de simulação para geração de escoamento superficial e erosão de solo utilizando o método do reticulado de Boltzmann (LBM). A motivação para a consideração desse modelo foi baseada no fato de poder integrar ao ramo da engenharia de sedimentos um método que fugisse às famílias tradicionais de modelos para resolução de problemas hidrodinâmicos (FEM, FDM, FVM ou CFD), ao substituir o fluido por um conjunto de partículas que se propagam e colidem em uma malha, de forma semelhante, ou seguindo os princípios físicos dos gases e, portanto, trazendo uma nova filosofia de modelagem à área de erosão e transporte de sedimentos.

Aplicações foram simuladas utilizando diferentes eventos de precipitação observados em parcelas de estrada não pavimentadas, com o objetivo de obter informações para aplicação do LBM em processos erosivos (desprendimento, transporte e deposição de sedimentos por efeito de escoamento superficial). Assim, foram definidos os objetivos que direcionaram o trabalho, os quais conduziram ao modelo LBSEM (*Lattice Boltzmann Soil Erosion Model*) em sua primeira versão, um ponto de partida para a modelagem de processos erosivos por escoamento superficial na mesoescala.

Embora o modelo de simulação não tenha se ajustado aos dados observados, entende-se a contribuição desta tese como uma abordagem inicial que abre a possibilidade a outras investigações de utilizar diferentes formulações na representação dos processos para fins de corrigir as falhas aqui detectadas, mesmo como auxiliar-se de outros métodos numéricos que, em combinação, permitam chegar em representações mais acuradas.

Assim sendo, pesquisas futuras podem-se orientar a melhoras na implementação do modelo utilizando múltiplos tempos de relaxamento ou em combinação com outros esquemas numéricos que permitam uma melhor representação da fase sólida, tais como o Método dos Elementos Finitos (FEM), o Método dos Elementos Discretos (DEM) ou SPM (*Smoothed Profile Method*).

Do ponto de vista geomorfológico, uma valiosa contribuição é a possibilidade do modelo prever mudanças na microtopografia do solo que surgem como resultado de eventos de chuva. No entanto, não foi possível observar a conformação de caminhos de fluxo ou redes preferenciais, o qual tem-se atribuído a um reduzido poder erosivo dos eventos. Não foi possível realizar uma comparação adequada com os valores reais, pois novos métodos e equipamentos para medir microtopografia não estavam disponíveis. No entanto, o modelo produziu caminhos de fluxo razoáveis.

Tentando enquadrar esta tese no marco de tópicos emergidos nas últimas décadas, modelos do tipo do LBSEM poderiam ser úteis na explicação de taxas e padrões de mudanças geomorfológicas no marco de pesquisas relacionadas com a conectividade hidrosedimentológica em bacias hidrográficas. Portanto, recomenda-se como trabalhos futuros a aplicação do modelo em combinação com métodos que permitam a utilização de abordagens diferentes na representação do material sólido e a utilização da computação paralela que permita ampliar as resoluções utilizadas na representação do problema físico.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT, M. et al. An introduction to the european hydrologic system-systeme hydrologique europeen, "she", 2: structure of a physically-based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, v. 87, n. 1, p. 61 – 77, 1986. 66
- ADHIKARI, B.; NADELLA, K. Ecological economics of soil erosion: a review of the current state of knowledge. *Annals of the New York Academy of Sciences*, v. 1219, p. 134–152, 2011. 20
- AGASSI, M. (Ed.). *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*. [S.l.]: Marcel Dekker, Inc., 1996. 26
- ALATORRE, L.; BEGUERÍA, S. Los modelos de erosión: una revisión. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, v. 23, n. 1 - 2, p. 29 – 48, 2009. 51, 55, 67
- ALI, M. et al. A unit stream power based sediment transport function for overland flow. *Catena*, v. 101, p. 197 – 204, 2013. 44
- ALMEIDA, G.; TEIXEIRA, J. A importância da diferenciação dos processos erosivos lineares dos tipos ravina e boçoroca. In: *XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*. [S.l.: s.n.], 2014. 26
- ANGULO-MARTÍNEZ, M.; BEGUERÍA, S.; KYSELÝ, J. Use of disdrometer data to evaluate the relationship of rainfall kinetic energy and intensity (ke-i). *Science of the Total Environment*, 2016. 27
- ANTONELI, V. *Dinâmica do Uso da Terra e a Produção de Sedimentos em Diferentes Áreas Fontes na Bacia Hidrográfica do Arroio Boa Vista- Guamiranga-PR*. Tese (Doutorado) — Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná., 2011. 26, 28
- BAKO, A. et al. Raindrop interaction in interrill erosion for steady rainfalls: a probabilistic approach. *Water Resources Research*, v. 53, n. 5, p. 4361 – 4375, 2017. 24
- BAO, Y.; MESKAS, J. *Lattice Boltzmann Method for Fluid Simulations*. 2011. 87
- BEN-HUR, M. et al. Effect of soil texture and CaCO_3 content on water infiltration in crusted soil as related to water salinity. *Irrigation Science*, v. 6, n. 4, p. 281 – 294, 1985. 34, 35
- BERENBROCK, C.; TRANMER, A. *Simulation of flow, sediment transport, and sediment mobility of the lower coeur d'alene river*. [S.l.], 2008. 91
- BHATNAGAR, P.; GROSS, E.; KROOK, M. A model for collision processes in gases. i. small amplitude processes in charged and neutral one-component systems. *Physical Review*, v. 94, n. 3, p. 511 – 525, 1954. 21, 79, 104
- BILOTTA, G.; BRAZIER, R. Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, v. 42, n. 12, p. 2849–2861, 2008. 20

- BONILLA, C. et al. Testing a grid-based soil erosion model across topographically complex landscapes. *Soil Science Society of America Journal*, v. 72, n. 6, p. 1745 – 1755, 2008. 64
- BRACKEN, L.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, v. 21, p. 1749 – 1763, 2007. 28, 29, 31
- BRACKEN, L. et al. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 40, n. 2, p. 177 – 188, 2015. 38, 39
- BU, C.; WU, S.; YANG, K. Effects of physical soil crusts on infiltration and splash erosion in three typical chinese soils. *International Journal of Sediment Research*, v. 29, p. 491 – 501, 2014. 31
- CAHN, J.; HILLIARD, J.E. Free energy of a nonuniform system. i. interfacial free energy. *The Journal of Chemical Physics*, v. 28, n. 2, p. 258 – 267, 1958. 85
- CAIQIONG, Y.; JUN, F. Application of hydruS-1d model to provide antecedent soil water contents for analysis of runoff and soil erosion from a slope on the loess plateau. *Catena*, v. 139, p. 1 – 8, 2016. 28, 55
- CAMAPUM, J.; FARIAS, G. D.; LEO, E. *Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais*. [S.l.], 2012. 80, 117
- CASALÍ, J.; LOPEZ, J.; GIRALDEZ, J. Ephemeral gully erosion in southern navarra (spain). *Catena*, v. 36, p. 65 – 84, 1999. 27
- CHEN, H.; CHEN, S.; MATTHAEUS, W. Recovery of the navier-stokes equations using a lattice-gas boltzmann method. *Physical Review A*, v. 45, n. 8, p. 5339 – 5342, 1992. 21
- CHEN, S. et al. Lattice boltzmann model for simulation of magnetohydrodynamics. *Physical Review Letters*, v. 67, n. 27, p. 3776 – 3779, 1991. 21, 79
- CHEN, S.; DOOLEN, G. Lattice boltzmann method for fluid flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 30, p. 329 – 364, 1998. 68, 77, 81, 82
- CHOPARD, B.; DROZ, M. *Cellular Automata Modeling of Physical Systems*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1998. 70, 71, 74, 77, 80
- COLLISCHONN, W.; TASSI, R. *Introduzindo Hidrologia*. [S.l.]: IPH - UFRGS, 2008. 26
- CRAWFORD, N.; LINSLEY, R. *Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV*. [S.l.], 1966. 67
- CRISTEA, A.; SOFONEA, V. Two component lattice boltzmann model with flux limiters. *Central European Science Journals*, v. 2, n. 2, p. 382 – 396, 2004. 86, 87
- CULLING, W. Steady state distributions in the measurement of soil creep. *Geographical Analysis*, 1983. 53
- D., V. *Fluid Mechanics and the SPH Method: Theory and Applications*. [S.l.]: Oxford University Press, 2012. 21

- DAVIS, H. *Statistical Mechanics of Phases, Interfaces and Thin Films*. University of Minnesota, USA: Wiley-VCH, 1996. 85
- DHI. *Soil Erosion Assessment Using GIS Version 1.0. Documentation and using guide*. [S.l.], 1999. 57
- DUPUIS, A. *From a lattice Boltzmann model to a parallel and reusable implementation of a virtual river*. Tese (phdthesis) — Faculty of Science, University of Geneva, 2002. 52
- DUTTA, S. Soil erosion, sediment yield and sedimentation of reservoir: a review. *Modeling Earth Systems and Environment*, v. 2, n. 123, 2016. 50, 51, 55, 67
- EINSTEIN, H. *Der Geschiebetrieb als Wahrscheinlichkeits problem (The Bed-Load Movement as a Probability Problem)*. Tese (Doutorado) — Verlag Rascher, Zurich, 1937. 20, 43
- ERPUL, G.; ÇANGA, M. Effect of subsequent simulated rainfalls on runoff and erosion. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, v. 23, p. 659 – 665, 1999. 27
- ESPAÑOL, P.; WARREN, P. Statistical mechanics of dissipative particle dynamics. *EPL (Europhysics Letters)*, v. 30, n. 4, p. 191, 1995. 21
- EVANS, R. The nature of the liquid-vapour interface and other topics in the statistical mechanics of non-uniform, classical fluids. *Advances in Physics*, v. 28, n. 2, p. 143 – 200, 1979. 84
- FAKHRI, M. et al. Handbook of engineering hydrology. modeling, climate change, and variability. In: _____. [S.l.]: CRC Press Taylor & Francis Group, 2014. cap. Flow and Sediment Transport Modeling in Rivers, p. 233 – 276. 67
- FAVIS-MORTLOCK, D. An evolutionary approach to the simulation of rill initiation and development. In: ABRAHART, R. (Ed.). *Proceedings of the First International Conference on GeoComputation*. [S.l.], 1996. v. 1, p. 248 – 281. 51, 65, 89
- FAVIS-MORTLOCK, D.; GUERRA, A.; BOARDMAN, J. Modelling soil erosion, sediment transport and closely related hydrological processes. In: _____. [S.l.]: IAHS Press, 1998. cap. A Self-Organising Dynamic Systems Approach to Hillslope Rill Initiation and Growth: Model Development and Validation, p. 53 – 61. 51, 65, 89
- FAVIS-MORTLOCK, D. T. et al. Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological Processes*, v. 14, p. 2173 – 2205, 2000. 21, 51, 89
- FERREIRA, V.; SMITH, R. *Opus, an Integrated Simulation Model for Transport of Nonpoint Source Pollutants at the Field Scale: Volume II, User Manual*. Washington,, 1992. 64
- FILL, H.; MINE, M. *Hidrologia. Notas de Aula*. [S.l.], 1989. 29, 30, 31, 33, 34
- FINKNER, S. et al. A simplified equation for modeling sediment transport capacity. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)*, v. 32, n. 5, p. 1545 – 1550, 1989. 91, 105
- FONSTAD, M. Treatise on geomorphology. In: _____. San Diego, CA: Academic Press, 2013. cap. Cellular automata in geomorphology, p. 117 – 134. 52

- FORNIS, R.; VERMEULEN, H.; NIEUWENHUIS, J. Kinetic energy–rainfall intensity relationship for central cebu, philippines for soil erosion studies. *Journal of Hydrology*, v. 300, p. 20 – 32, 2005. 27
- FOTH, H. *Fundamentals of Soil Science*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 1990. 24, 34
- FRISCH, U.; HASSLACHER, B.; POMEAU, Y. Lattice-gas automata for the navier-stokes equation. *Physical Review Letters*, v. 56, n. 14, p. 1505 – 1508, 1986. 21, 70, 71
- GALINA, V. *Simulação do Escoamento em Bacias Hidrográficas Utilizando o Método do Reticulado de Boltzmann*. Tese (phdthesis) — Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, 2017. 52, 54, 72, 74, 82, 118
- GOLBERT, D. *Modelos de Lattice-Boltzmann Aplicados à Simulação Computacional do Escoamento de Fluidos Incompressíveis*. Dissertação (mathesis) — Laboratório Nacional de Computação Científica. Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional, 2009. 72, 77, 78, 80
- GOLBERT, D. *Método de lattice Boltzmann em hemodinâmica computacional: interações fluido - estrutura e modelos acoplados 1D - 3D*. Tese (phdthesis) — Laboratório Nacional de Computação Científica. Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional, 2013. 69, 70, 87
- GONZALEZ, F. *Repelencia al Agua en Suelos Mediterráneos: Factores , Causas e Implicaciones Hirológicas*. Tese (phdthesis) — Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla, 2010. 110
- GOVINDARAJU, R.; KAVVAS, M. A spectral approach for analyzing the rill structure over hillslopes. part 1. development of stochastic theory. *Journal of Hydrology*, v. 158, p. 333 – 347, 1994. 43
- GOVINDARAJU, R.; KAVVAS, M. A spectral approach for analyzing the rill structure over hillslopes. part 2. application. *Journal of Hydrology*, v. 158, p. 349 – 362, 1994. 43
- G.R., L.; M.B., L. *Smoothed Particle Hydrodynamics. A Meshfree Particle Method*. [S.l.]: World Scientific Publishing, 2003. 21
- GUO, Z.; SHU, C. Lattice boltzmann method and its applications in engineering. In: *Advances in Computational Fluid Dynamics*. [S.l.]: World Scientific Publishing, 2013. v. 3. 47, 48, 49, 50, 71, 72, 74, 80, 81, 83
- GUTTERIDGE; HASKINS; DAVEY. *Integrated Quantity and Quality Modelling. Stage 3*. Sydney, New South Wales, Australia, 1991. Disponível em: <<http://www-data.wron.csiro.au/topog/>>. 60
- HAN, K.; FENG, Y.; OWEN, D. Coupled lattice boltzmann and discrete element modelling of fluid–particle interaction problems. *Computers and Structures*, v. 85, n. 11-14, p. 1080 – 1088, 2007. 54
- HAO, Y. et al. Size characteristics of sediments eroded from three soils in china under natural rainfall. *Journal of Soils and Sediments*, v. 16, n. 8, p. 2153 – 2165, 2016. 34

- HARDY, J.; POMEAU, Y.; PAZZIS, O. de. Time evolution of a two-dimensional model system. i. invariant states and time correlation functions. *Journal of Mathematical Physics*, v. 14, n. 12, p. 1746 – 1759, 1973. 21, 70
- HARMON, R.; DOE, W. (Ed.). *Landscape Erosion and Evolution Modeling*. [S.l.]: Kluwer Academic I Plenum Publishers, 2001. 24
- HARSHANI, H. *Micro-scale flow and induced contact erosion in granular media*. Tese (phdthesis) — Master of Science in Evaluation, Control and Reduction of Environmental Seismic Risk, 2017. 54, 118
- HE, X.; LUO, L.-S. Theory of the lattice boltzmann method: From the boltzmann equation to the lattice boltzmann equation. *Physical Review E*, v. 56, n. 6, p. 6811 – 6817, 1997. 80
- HESSEL, R.; JETTEN, V. Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small loess plateau catchment. *Engineering Geology*, 2007. 44
- HIGUERA, F.; JIMENEZ, J. Boltzmann approach to lattice gas simulations. *Europhysics Letters*, v. 9, n. 7, p. 663 – 668, 1989. 21, 78
- HIGUERA, F.; SUCCI, S.; BENZI, R. Lattice gas dynamics with enhanced collisions. *Europhysics Letters*, v. 9, n. 4, p. 345 – 349, 1989. 21
- HOFER, M. et al. Two approaches to modeling the initiation and development of rills in a man-made catchment markus. *Water Resources Research*, v. 48, n. 1, p. 1 – 17, 2012. 21
- HOLY, M. *Erosion and Environment*. [S.l.]: Pergamon Press, 1980. v. 9. (Environmental sciences and applications, v. 9). 24, 26, 36, 37, 66
- HOLZ, D. et al. Soil erosion in humid regions: A review. *Journal of Contemporary Water Research & Education. Universities Council on Water Resources*, v. 154, p. 48 – 59, 2015. 38
- HOOGERBRUGGE, P.; KOELMAN, J. Simulating microscopic hydrodynamic phenomena with dissipative particle dynamics. *EPL (Europhysics Letters)*, v. 19, n. 3, p. 155, 1992. 21
- HOOKE, J.; SANDERCOCK, P. *Combating Desertification and Land Degradation. Spatial Strategies Using Vegetation*. [S.l.]: Springer International Publishing, 2017. 39
- JIMENEZ-HORNERO, F.; GIRALDEZ, J.; LAGUNA, A. Estimation of the role of obstacles in the role of downslope soil flow with a simple erosion model: the analytical solution and its approximation with the lattice boltzmann model. *Catena*, v. 57, n. 3, p. 261 – 275, 2004. 53
- JIMENEZ-HORNERO, F.; GIRALDEZ, J.; LAGUNA, A. A description of water and sediment flow in the presence of obstacles with a two-dimensional, lattice bgk-cellular automata model. *Water Resources Research*, v. 39, n. 12, p. 5–1 – 5–10, 2003. 52
- JUDICE, S. *Modelagem e Simulação de Fluidos via Técnicas de Sketching, Modelos de Difusão-Reação e Método de Lattice Boltzmann*. Tese (Doutorado) — Laboratório Nacional de Computação Científica. Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional, 2016. 74, 77, 78, 80, 81

- KARYDAS, C.; PANAGOS, P.; GITAS, I. A classification of water erosion models according to their geospatial characteristics. *International Journal of Digital Earth*, v. 7, n. 3, p. 229 – 250, 2014. 55
- KIM, J.; IVANOV, V.; FATICHI, S. Soil erosion assessment—mind the gap. *Geophysical Research Letters*, v. 43, n. 24, p. 12446 – 12456, 2016. 21
- KNAPEN, A. et al. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, v. 80, p. 75 – 109, 2007. 41, 42, 43
- KOITER, A. et al. Investigating the role of connectivity and scale in assessing the sources of sediment in an agricultural watershed in the canadian prairies using sediment source fingerprinting. *Journal of Soils and Sediments*, v. 13, n. 10, p. 1676 – 1691, 2013. 45
- KREMER, G. *An Introduction to the Boltzmann Equation and Transport Processes in Gases*. [S.l.]: Springer, 2010. 75
- KRUGER, T. et al. *The Lattice Boltzmann Method*. [S.l.]: Springer International Publishing, 2017. 47, 68, 69, 100
- KRYSANOVA, V.; MU, D.; BECKER, A. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling*, v. 106, n. 2, p. 261 – 289, 1998. 67
- KUPERSHTOKH, A.; MEDVEDEV, D.; KARPOV, D. On equations of state in a lattice boltzmann method. *Computers and Mathematics with Applications*, v. 58, p. 965 – 974, 2009. 117
- LANGAAS, K.; YEOMANS, J. Lattice boltzmann simulation of a binary fluid with different phase viscosities and its application to fingering in two dimensions. *The European Physical Journal*, v. 15, p. 133 – 141, 2000. 87
- LATT, J. *Hydrodynamic limit of lattice Boltzmann equations*. Tese (phdthesis) — Faculte des sciences, Universite de Geneve, 2007. 117
- LAWS, J.; PARSONS, D. The relation of raindrop-size to intensity. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 24, p. 452 – 460, 1943. 26
- LEAVESLEY, G. et al. *Precipitation-Runoff Modeling System—User's Manual*. [S.l.], 1983. 65
- LEBISSONNAIS, Y. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, v. 67, p. 1 – 21, 2016. 34
- LEI, T.; NEARING, M. Rill erosion and morphological evolution: A simulation model. *Water Resources Research*, v. 34, n. 11, p. 3157 – 3168, 1998. 21
- LENHART, T. et al. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2002. 89, 90, 109
- LI, S.; HUANG, P.; LI, J. A modified lattice boltzmann model for shallow water flows over complex topography. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, v. 77, p. 441 – 458, 2015. 53

- LITTLEBOY, M. et al. Impact of soil erosion on production in cropping systems. i. development and validation of a simulation model. *Australian Journal of Soil Research*, v. 30, p. 757 – 774, 1992. 61
- LLEWELLIN, E. Lbflow: an extensible lattice boltzmann framework for the simulation of geophysical flows. part 1: theory and implementation. *Computers & Geosciences*, v. 36, n. 2, p. 115 – 122, 2010. 53
- LLEWELLIN, E. Lbflow: An extensible lattice boltzmann framework for the simulation of geophysical flows. part ii: usage and validation. *Computers & Geosciences*, v. 36, p. 123 – 132, 2010. 53
- MALEVANETS, A.; KAPRAL, R. Mesoscopic model for solvent dynamics. *The Journal of Chemical Physics*, v. 110, n. 17, p. 8605 – 8613, 1999. 21
- MALEVANETS, A.; KAPRAL, R. Solute molecular dynamics in a mesoscale solvent. *The Journal of Chemical Physics*, v. 112, n. 16, p. 7260 – 7269, 2000. 21
- MARSHALL, J.; PALMER, W. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, v. 5, p. 165 – 166, 1948. 26
- MASSELOT, A.; CHOPARD, B. A lattice boltzmann model for particle transport and deposition. *Europhysics Letters*, v. 42, n. 3, p. 259 – 264, 1998. 52
- MERRITT, W.; LETCHER, R.; JAKEMAN, A. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 2003. 50, 55, 67
- MOHAMAD, A. *Lattice Boltzmann Method. Fundamentals and Engineering Applications with Computer Codes*. [S.l.]: Springer, 2011. 27, 49, 75
- MORGAN, R. A simple approach to soil loss prediction: a revised morgan–morgan–finney model. *Catena*, v. 44, p. 305 – 322, 2001. 56
- MORGAN, R. *Soil Erosion and Conservation*. [S.l.]: Blackwell Publishing, 2005. 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 32, 35, 36, 44, 45
- MORGAN, R.; MORGAN, D.; FINNEY, H. A predictive model for the assessment of erosion risk. *Journal of Agricultural Engineering Research*, v. 30, p. 245 – 253, 1984. 56
- MURPHY, B. Soil organic matter and soil function – review of the literature and underlying data. *Department of the Environment, Canberra, Australia*, 2014. 35
- NEARING, M.; HAIRSINE, P. A probabilistic model of soil detachment by shallow turbulent flow. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)*, v. 34, n. 1, p. 81– 85, 1991. 20, 42, 43, 51
- NEARING, M.; HAIRSINE, P. Handbook of erosion modelling. In: _____. [S.l.]: Blackwell Publishing Ltd., 2011. cap. The Future of Soil Erosion Modelling. *Handbook of Erosion Modelling*, p. 389 – 397. 20, 21
- NORD, G.; ESTEVES, M. The effect of soil type, meteorological forcing and slope gradient on the simulation of internal erosion processes at the local scale. *Hydrological Processes*, v. 24, p. 1766 – 1780, 2010. 37

- NOURGALIEV, R. et al. The lattice boltzmann equation method: theoretical interpretation, numerics and implications. *International Journal of Multiphase Flow*, v. 29, p. 117 – 169, 2003. 85
- NOUWAKPO, S. et al. Combining 3d data and traditional soil erosion assessment techniques to study the effect of a vegetation cover gradient on hillslope runoff and soil erosion in a semi-arid catchment. *Catena*, v. 170, p. 129 – 140, 2018. 39
- NOUWAKPO, S. et al. Insight into sediment transport processes on saline rangeland hillslopes using three-dimensional soil microtopography changes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2017. 40
- OOST, K.; GOVERS, G.; DESMET, P. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology*, v. 15, n. 6, p. 577 – 589, 2000. 27, 61
- O'NEAL, M. et al. Climate change impacts on soil erosion in midwest united states with changes in crop management. *Catena*, v. 61, p. 165 – 184, 2005. 28
- PANDEY, A. et al. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *Catena*, v. 147, p. 595 – 620, 2016. 55, 67
- PENG, Y.; ZHOU, J.; ZHANG, J. Mixed numerical method for bed evolution. *Water Management*, v. 168, n. WM1, p. 1 – 15, 2015. 53
- PERUMAL, D.; DASS, A. A review on the development of lattice boltzmann computation of macro fluid flows and heat transfer. *Alexandria Engineering Journal*, v. 54, p. 955 – 971, 2015. 68
- PHILIPPI, P. Lectures on the lattice-boltzmann method. disciplina de "métodos cinético em mecânica dos fluidos". 2017. 69, 71
- PIMENTEL, D. et al. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits author(s):. *Science*, v. 267, n. 5201, p. 1117–1123, 1995. 20
- PINTO, R. *Identificação e Mapeamento de Áreas Suscetíveis a Movimentos de Massa Através de Avaliação Multicritério em Sistema de Informações Geográficas – Análise Conceitual e uma Proposta Metodológica*. Tese (phdthesis) — Programa de PósGraduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, 2015. 24
- PLOSZAI, R.; MINE, M. Energy, transportation and global warming. In: _____. [S.l.]: Springer International Publishing, 2016. cap. Rainfall Trend Analysis in the Region of Curitiba Using Regional Climate Model Scenarios, p. 193 – 208. 27
- POLYAKOV, B. Hidrologicheskiy analiz i raschety. *Gidrometeoizdat*, 1964. 36
- PRUSKI, F.; NEARING, M. Runoff and soil-loss responses to changes in precipitation: A computer simulation study. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 57, n. 1, p. 7 – 16, 2002. 28
- QIAN, Y.; D'HUMIERES, D.; LALLEMAND, P. Lattice bgk models for navier-stokes equation. *Europhysics Letters*, v. 17, n. 6, p. 479 – 484, 1992. 21, 79, 81

- QIU, L. A coupling model of dem and lbm for fluid flow through porous media. *Procedia Engineering*, v. 102, p. 1520 – 1525, 2015. 54
- RENARD, K. et al. Soil erosion, conservation, and rehabilitation. In: _____. [S.l.]: Marcel Decker, 1996. cap. Soil Loss Estimation, p. 169 – 202. 27
- RENARD, K. et al. Soil erosion: Research methods. In: _____. [S.l.: s.n.], 1994. cap. The revised universal soil loss equation, p. 105 – 126. 56
- RETTINGER, C.; RÜDE, U. A coupled lattice boltzmann method and discrete element method for discrete particle simulations of particulate flows. *Computers and Fluids*, 2018. 54, 55, 118
- ROMERO, C.; STROOSNIJDER, L.; BAIGORRIA, G. Interrill and rill erodibility in the northern andean highlands. *Catena*, v. 70, n. 2, p. 105 – 113, 2007. 91
- ROMPAEY, A. V. et al. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 26, p. 1221 – 1236, 2001. 27
- ROO, A. D.; OFFERMANS, R.; CREMERS, N. Lisem: a single event physically based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. ii: sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological Processes*, v. 10, n. 8, p. 1119 – 1126, 1996. 27, 61
- ROO, A. D.; WESSELING, C.; RITSEMA, C. Lisem: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. i: theory, input and output. *Hydrological Processes*, v. 10, p. 1107 – 1117, 1996. 27, 61
- ROOSE, E. *Land husbandry. Components and strategy*. [S.l.]: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1996. 36
- ROOSE, E.; BARTHÉS, B. Organic matter management for soil conservation and productivity restoration in africa: a contribution from francophone research. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, v. 61, n. 1 - 2, p. 159 – 170, 2001. 35
- ROSA, J. et al. Processo de formação de crostas superficiais em razão de sistemas de preparo do solo e chuva simulada. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 37, n. 2, p. 400 – 410, 2013. 30, 34
- ROTHMAN, D.; ZALESKI, S. Lattice-gas models of phase separation: interfaces, phase transitions, and multiphase flow. *Reviews of Modern Physics*, v. 66, n. 4, p. 1417 – 1479, 1994. 72
- ROTHMAN, D.; ZALESKI, S. *Lattice-Gas Cellular Automata. Simple models of complex hydrodynamics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1997. 49, 71, 72, 73
- SCHEPKE, C. *Distribuição de Dados para Implementações Paralelas do Método de Lattice Boltzmann*. Dissertação (mathesis) — Programa de Pós-graduação em Computação. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2007. 75
- SCHERER, U. et al. Prediction of soil detachment in agricultural loess catchments: Model development and parameterisation. *Catena*, v. 90, p. 63 – 75, 2012. 40, 41

- SCHULTZ, G. B. *Avaliação do Processo de Produção de Sedimentos em um Trecho de Estrada não Pavimentada*. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, 2013. 22, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 102, 109, 110, 112, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200
- SIBILLE, L.; LOMINÉ, F.; MAROT, D. Investigation in modelling piping erosion with a coupled «lattice boltzmann – discrete element» numerical method. In: *6th International Conference on Scour and Erosion*. [S.l.: s.n.], 2012. 54, 118
- SIDORCHUK, A. Stochastic modelling of erosion and deposition in cohesive soils. *Hydrological Processes*, v. 19, n. 7, p. 1399 – 1417, 2005. 21, 43, 51
- SIDORCHUK, A. A third generation erosion model: The combination of probabilistic and deterministic components. *Geomorphology*, v. 110, p. 2 – 10, 2009. 21, 43, 51
- SUKOP, M.; THORNE, D. *Lattice Boltzmann Modeling. An Introduction for Geoscientists and Engineers*. [S.l.]: Springer-Verlag, 2006. 82
- SWIFT, M. et al. Lattice boltzmann simulations of liquid-gas and binary fluid systems. *Physical Review E*, v. 75, n. 5, p. 830–834, 1996. 82, 83, 85
- SWIFT, M.; OSBORN, W.; YEOMANS, J. Lattice boltzmann simulation of nonideal fluids. *Physical Review Letters*, v. 75, n. 5, p. 830–834, 1995. 85
- TEDESCHI, R.; GRIMM, A.; CAVALCANTI, I. Influence of central and east enso on precipitation and its extreme events in south america during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, v. 36, n. 15, p. 4797 – 4814, 2016. 27
- USEPA. *SWRRBWQ Window's Interface User's Guide*. Washington, DC, 1994. 59
- VERSTRAETEN, G. et al. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use and Management*, v. 19, p. 386 – 394, 2002. 27
- VIGGEN, E. *The lattice Boltzmann method: Fundamentals and acoustics*. Tese (phdthesis) — Department of Electronics and Telecommunications, Norwegian University of Science and Technology, 2014. 70, 72, 117
- WAGNER, A. *Theory and Applications of the Lattice Boltzmann Method*. Tese (phdthesis) — Theoretical Physics, University of Oxford, 1997. 87
- WAINWRIGHT, J.; MULLIGAN, M. (Ed.). *Environmental Modelling. Finding Simplicity in Complexity*. [S.l.]: John Wiley & Sons Ltd, 2004. 51
- WAKINDIKI, I. I. C.; BEN-HUR, M. Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, infiltration, and erosion. *Soil Science Society of America Journal*, v. 66, n. 3, p. 897 – 905, 2002. 34
- WANG, J. et al. Influence of surface crusting on infiltration of a loess plateau soil. *Soil Science Society of America Journal*, v. 80, n. 3, p. 683 – 692, 2016. 31
- WANG, Y. et al. Effects of subsequent rainfall events with different intensities on runoff and erosion in a coarse soil. *Catena*, v. 170, p. 100 – 107, 2018. 27, 54, 118

- WILKINSON, S.; HENDERSON, A.; CHEN, Y. *SEDNET: User Guide*, CSIRO Land and Water Client Report. CSIRO Land and Water, Canberra (Australia), 2004. 57
- WIRTZ, S. et al. Do deterministic sediment detachment and transport equations adequately represent the process-interactions in eroding rills? an experimental field study. *Catena*, v. 101, p. 61 – 78, 2013. 41, 43, 44, 45, 51
- WIRTZ, S. et al. Experimental validation of some basic assumptions used in physically based soil erosion models. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 8, p. 1247 – 1286, 2011. 21
- WISCHMEIER, W.; SMITH, D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 39, n. 2, p. 285 – 291, 1958. 27
- WISCHMEIER, W.; SMITH, D. *Predicting Rainfall Erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains*. Agricultural Handbook 282. Brooksville, FL, 1965. 36, 56
- WOLF, F. *Modelagem da Interação Fluido-sólido para Simulação de Molhabilidade e Capilaridade Usando o Modelo Lattice-Boltzmann*. Tese (phdthesis) — Universidade Federal do Santa Catarina, Florianópolis, SC - Brasil, 2006. 87
- WOLFRAM, S. *Cellular automata and complexity: collected papers*. [S.l.]: Westview Press, 1994. 52
- YOSHIDA, T. et al. Pore-scale numerical simulation of mud erosion in the subsea sand-mud alternate layer using lattice boltzmann method. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 2016. 55
- YOUNG, R. Characteristics of eroded sediment. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)*, v. 23, n. 5, p. 1139 – 1142, 1980. 34
- YOUNG, R. et al. Agnps: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 44, n. 2, p. 4522 – 4561, 1989. 58
- ZACHAR, D. *Soil Erosion*. [S.l.]: Elsevier Scientific Publishing Company, 1982. (Developments in Soil Science, 10). 24, 26, 36, 37
- ZHANG, G.; LIU, B.; ZHANG, X. Applicability of wepp sediment transport equation to steep slopes. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 51, n. 5, p. 1675 – 1681, 2008. 44
- ZHANG, G. et al. Sediment transport and soil detachment on steep slopes: I. transport capacity estimation. *Soil Science Society of America Journal*, v. 73, n. 4, p. 1291 – 1297, 2009. 44
- ZHANG, G. et al. Sediment transport and soil detachment on steep slopes: Ii. sediment feedback relationship. *Soil Science Society of America Journal*, v. 73, n. 4, p. 1298 – 1304, 2009. 44
- ZHANG, G. et al. Relationship between sediment particle and transport coefficient on steep slopes. *Transactions of the ASABE*, v. 54, n. 3, p. 869 – 874, 2011. 91

- ZHANG, K. et al. Overland-flow resistance characteristics of nonsubmerged vegetation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 143, n. 8, p. 1 – 9, 2017. 37
- ZHANG, X. A comparison of explicit and implicit spatial downscaling of gcm output for soil erosion and crop production assessments. *Climatic Change*, v. 84, p. 337 – 363, 2007. 28, 40
- ZHANG, X.; FENG, J.; YANG, T. Lattice boltzmann method for overland flow studies and its experimental validation. *Journal of Hydraulic Research*, v. 53, n. 5, p. 561 – 575, 2015. 53
- ZHANG, Z. et al. Effects of land use and slope gradient on soil erosion in a red soil hilly watershed of southern china. *Sustainability*, 2015. 38
- ZHIYING, L.; HAIYAN, F. Impacts of climate change on water erosion: A review. *Earth Science Reviews*, v. 163, p. 94 – 117, 2016. 28
- ZHOU, J. A lattice boltzmann model for the shallow water equations. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, v. 191, p. 3527 – 3539, 2002. 53
- ZHOU, J. Enhancement of the labswe for shallow water flows. *Journal of Computational Physics*, v. 230, p. 394 – 401, 2011. 53
- ZHOU, J. Lattice boltzmann morphodynamic model. *Journal of Computational Physics*, v. 270, p. 255 – 264, 2014. 53
- ZHUANG, Y. et al. Research trends and hotspots in soil erosion from 1932 to 2013: a literature review. *Scientometrics*, v. 105, n. 2, p. 743 – 758, 2015. 55

APÊNDICE A – Biblioteca do modelo

```

/** ***** **
** Biblioteca do Metodo do Reticulado de Boltzmann **
** (Utilizada em lbm26.c, project09.c y analize07.c) **
** ***** **/

// Bibliotecas em linguagem C
#include <stdio.h>
#include <stdlib.h>
#include <math.h>
#include <string.h>
#include <unistd.h>
#include <time.h>

// SS = Simplificacao da Sintaxe

// SS para o ciclo das camadas ou setores
#define LBM_NSECT 2
#define _fors for(s=0;s<LBM_NSECT;s++)

// SS para o ciclo das componentes
#define LBM_NCOMP 2
#define _forc for(c=0;c<LBM_NCOMP;c++)

// SS para o ciclo das direcoes microscopicas
#define LBM_NDIST 9
#define _forn for(n=0;n<LBM_NDIST;n++)

// SS para o ciclo das direcoes microscopicas diferentes de zero
#define _for18n for(n=1;n<LBM_NDIST;n++)

// SS para nos no eixo X
#define _fori for(i=0;i<P[2].i;i++)

// SS para nos no eixo Y
#define _forj for(j=0;j<P[3].i;j++)

```

```

// SS para os pontos (x,y)
#define LBM_NAXES 2
#define _fora for(a=0;a<LBM_NAXES;a++)

#define LBM_NPARA 45

// Geracao de um numero aleatorio [0,1)
#define _randN (double)rand()/(M_1_PI+(double)RAND_MAX)

// Deslocamento para os primeiros e segundos vizinhos e para o vizinho
//contrario
int DE[9][3];

// Velocidades microscopicas. (eix^2)-(eiy^2) y eix*eiy.
double ei[9][6];

static const unsigned char p4[4]={1,2,3,0};

/** ***** **
** Inicializa os valores das velocidades microscopicas **
** e deslocamentos dos primeiros e segundos vizinhos **
** ***** **/
void lbm_InitVelocities() {

    // Estabelece o deslocamento para os vizinhos
    DE[0][0]=0; DE[0][1]=0; DE[0][2]=0; // x , y
    DE[1][0]=1; DE[1][1]=0; DE[1][2]=3; // x+dx , y
    DE[2][0]=0; DE[2][1]=1; DE[2][2]=4; // x , y+dy
    DE[3][0]=-1; DE[3][1]=0; DE[3][2]=1; // x-dx , y
    DE[4][0]=0; DE[4][1]=-1; DE[4][2]=2; // x , y-dy
    DE[5][0]=1; DE[5][1]=1; DE[5][2]=6; // x+dx , y+dy
    DE[6][0]=-1; DE[6][1]=-1; DE[6][2]=5; // x-dx , y-dy
    DE[7][0]=1; DE[7][1]=-1; DE[7][2]=8; // x+dx , y-dy
    DE[8][0]=-1; DE[8][1]=1; DE[8][2]=7; // x-dx , y+dy

// Definicao das velocidades microscopicas de uma rede quadrada 8+1
unsigned char n,a;
_forn {

```

```

// Para cada eixo associa as velocidades
//microscopicas com os deslocamentos
_fora ei[n][a]=(double)DE[n][a]/sqrt(3.0);

// eix*eix - eiy*ey
ei[n][2]=ei[n][0]*ei[n][0]-ei[n][1]*ei[n][1];

// eix*ey
ei[n][3]=ei[n][0]*ei[n][1];

// (|ei|/c)^2
ei[n][4]=(double)(DE[n][0]*DE[n][0]+DE[n][1]*DE[n][1]);

// |ei|/c
ei[n][5]=sqrt(ei[n][4]);
}
}

/** ***** **
** Vetor de todos os parametros **
** ***** **/
struct {
    char n[32];          // Nome
    char s[512];         // Valor alfanumerico
    int i;               // Valor inteiro
    double d;            // Valor decimal
    char t;              // tipo (1=int , 2=double , 3=char[])
} P[64];

/** ***** **
** Estabelece um parametro com valores por defeito **
** ***** **/
void lbm_SetParameter(unsigned char number,char *name,char *
value,char typeV) {
    if(number<1 || number>LBM_NPARA) return;
    (void)strcpy(P[number].n,name);
    (void)strcpy(P[number].s,value);
    (void)sscanf(value,"%d",&P[number].i);
    (void)sscanf(value,"%lf",&P[number].d);

```

```

        P[number].t=typeV;
    }

/** ***** **
** Busca o numero do parametro pelo nome **
** ***** **/
//char lbn_NumberParameter(char *name) {

/** ***** **
** Adquire o valor de uma variavel desde um arquivo. **
** nameF = nome do arquivo, nameV = nome da variavel. **
** ***** **/
char *GFFnov(char *nameF,char *nameV,char InputScreen) {

// Definicao de variaveis
    char cadena[256];
    unsigned char s,a;
    unsigned short u=0;
    FILE *f;

// Reserva na memoria a sequencia de valores da variavel
    char *vv=(char *)calloc(256,sizeof(char));

// Se precisar ler desde o arquivo
    if(InputScreen<2)

// Verifica se o arquivo foi aberto corretamente
    if((f=fopen(nameF,"r"))!=NULL) {

        // Enquanto nao chegar no final do arquivo
        // e nao se encontrar a variavel
        while(fscanf(f,"%s",cadena)!=EOF) {

            // Remove os espacos em branco
            for(a=0;a<255 && cadena[a]!=0;a++)
                if(cadena[a]==' ')
                    for(s=a;s<255 && cadena[s]!=0;s++)
                        cadena[s]=cadena[s+1];
            //

```

```

        for (a=0;a<255 && (cadena[a]-nameV[a])
        %32==0;a++);
        //
        if (cadena[a]==' ' && nameV[a]==0) {
            for (s=a+1;s<255 && cadena[s]!=0;s++)
                vv[s-(a+1)]=cadena[s];
            u++;
        }
    }
    // Fecha o arquivo
    fclose(f);
}

//
if ((u==0 && InputScreen==1) || InputScreen>1) {
    printf("\n%s=",nameV);
    sscanf("%s",vv);

    //
    if ((f=fopen(nameF,"a"))!=NULL)
    {
        fprintf(f,"\n%s=%s",nameV,vv);
        fclose(f);
    }

    //
    for (a=0;a<255;a++) if (vv[a]!='# ') vv[a]=0;
    a=(unsigned char)strlen(vv);
    vv=realloc(vv,(a==0?1:a)*sizeof(char));
    //
    return(vv);
}

/** ***** **
** Inicializa e carrega os parametros de simulacao do arquivo **
** ***** **/
void lbm_InitParameters(int CS) {
    //char NumIS[16];
    //sprintf(NumIS,"%d",getpid());

    //
    lbm_SetParameter(1,"RandomSeed","",1);

```

```

P[1].i=(int)(-1+(double)RAND_MAX/(double)CS);
lbm_SetParameter(2,"NodesInX","128",1);
lbm_SetParameter(3,"NodesInY","128",1);
lbm_SetParameter(4,"InitialTime","0",1);
lbm_SetParameter(5,"NumberOfIterations","200000",1);
lbm_SetParameter(6,"StepsToRecord","10000",1);
lbm_SetParameter(7,"IntervalOfTime","0.002",2);
lbm_SetParameter(8,"Gravity","9.8",2);
lbm_SetParameter(9,"RelaxationOfFluid","0.788675134595",2);
lbm_SetParameter(10,"Interaction2C","0.2",2);
lbm_SetParameter(11,"InterfacialEnergy","0.01",2);
lbm_SetParameter(12,"Temperature","0.35",2);
lbm_SetParameter(13,"SoilDensity","5.0",2);
lbm_SetParameter(14,"SoilMolecularMass","5.0",2);
lbm_SetParameter(15,"CriticalShearStress","1.0",2);
lbm_SetParameter(16,"SoilErodibility","0.5",2);
lbm_SetParameter(17,"Friction","0.83",2);
lbm_SetParameter(18,"RainAmplitude","1.0",2);
lbm_SetParameter(19,"RainExpectation","70000",1);
lbm_SetParameter(20,"RainVariance","3000",1);
lbm_SetParameter(21,"RainWaterDrop","0.01",2);
lbm_SetParameter(22,"InfiltrationExponent","0.3",2);
lbm_SetParameter(23,"InfiltrationFinitiaI","0.05",2);
lbm_SetParameter(24,"InfiltrationCCritical","0.7",2);
lbm_SetParameter(25,"InfiltrationConstant","0.5",2);
lbm_SetParameter(26,"InfiltrationPotential","1.5",2);
lbm_SetParameter(27,"SedimentTransport","0.2",2);
lbm_SetParameter(28,"Drainage","0.00001",2);
lbm_SetParameter(29,"MaxValue1C","1.2",2);
lbm_SetParameter(30,"MaxValue2C","1.1",2);
lbm_SetParameter(31,"GroundSlopeI","0.31",2);
lbm_SetParameter(32,"GroundSlopeX","0.25",2);
lbm_SetParameter(33,"GroundSlopeY","0.21",2);
lbm_SetParameter(34,"GroundSlopeXY","0.05",2);
lbm_SetParameter(35,"GroundSlopeS","0.00001",2);
lbm_SetParameter(36,"InitialWaterIS","0.0002",2);
lbm_SetParameter(37,"ReboundDefines","100000000,011111111;
111111111,111111111",3);
lbm_SetParameter(38,"WallRandomPoints","13,1;29,2",3);

```



```

lbm_SetParameter(39,"WallRectangles","0,0,128,0,2;
51,52,56,57,1",3);
lbm_SetParameter(40,"WallCircles","15,100,4,1;88,31,12,2",3);
lbm_SetParameter(41,"MeasureInSectors","1,3,100,90,101",3);
lbm_SetParameter(42,"InitialZoneFluid","0,0,99999,99999",3);
lbm_SetParameter(43,"InitialZoneRugosity","0,0,99999,
99999",3);
lbm_SetParameter(44,"RainSector","0,0,99999,99999",3);
lbm_SetParameter(45,"SoilDistortion","0.000001",2);

unsigned char i;
char nameP[32];
//
sprintf(nameP,"%d/erosion.i",CS);
(void)strcpy(P[0].s,nameP);
//
for(i=1;i<=LBM_NPARA;i++) {
    if(P[i].t==1) (void)sscanf(GFFnov(nameP,P[i].n,0),
"%d",&P[i].i);
    if(P[i].t==2) (void)sscanf(GFFnov(nameP,P[i].n,0),
"%lf",&P[i].d);
    if(P[i].t==3) (void)sprintf(P[i].s,"%s",
GFFnov(nameP,P[i].n,0));
}
}
/** ***** **
** Vetoriza uma sequencia caracteres que contem numeros **
** inteiros separados por "," e cada conjunto por ";" **
** ***** **/
unsigned char VI_NG=0;
#define _forr for(r=0;r<VI_NG;r++)
int **VectorizaInt(char *cadena) {
    char *ctemp=(char *)malloc(strlen(cadena)*
sizeof(char));
    (void)strcpy(ctemp,cadena);
    char *PP=strtok(ctemp, ";"),Q[127][32];
    unsigned char r;
    int s,G[127];
    VI_NG=0;

```

```

        while (PP!=NULL) {          (void) strcpy (Q[VI_NG],PP);
                                    VI_NG++;
                                    PP=strtok (NULL, ";"); }
int **vcn=(int **)malloc(VI_NG*sizeof(int *));
_forr {
    PP=strtok (Q[r], ",");
    G[0]=0;
    while (PP!=NULL) {
        G[0]++;
        (void) sscanf (PP, "%d", &G[G[0]]);
        PP=strtok (NULL, ",");
    }
    vcn[r]=(int *) malloc ((G[0]+1)*sizeof(int));
    for (s=0; s<G[0]+1; s++) vcn[r][s]=G[s];
}
//_forr for (s=1; s<=vcn[r][0]; s++) printf ("\n_r=%d
//_s=%d_: %d", r, s, vcn[r][s]);
return vcn;
}

/** ***** **
** Matriz de densidades (2 camadas X 2 componentes X      **
** 9 Distribuicoes) componente=0 e c1+c2, e componente=1 **
** e c1-c2. c1 e a densidade da agua e c2 e a densidade **
** do sedimento                                           **
** ***** **/
double **M[LBM_NSECT][LBM_NCOMP][LBM_NDIST];

/** ***** **
** Matriz da agua (infiltrada) e sedimentos do solo      **
** ***** **/
double **ASE[LBM_NCOMP];

/** ***** **
** Calculo temporal da massa de agua do no (i,j) **
** ***** **/
double **W;

/** ***** **

```

```

** Matriz de vizinhos **
** **** */
int **V[LBM_NDIST][LBM_NAXES];

/** **** */
** Conjunto de matrizes que definem os **
** tipos de resposta nas paredes **
** **** */
char *lbm_RDef[LBM_NSECT][LBM_NDIST];

/** **** */
** Matriz de paredes (rebound) **
** **** */
char **RB;

/** **** */
** Reserva a memoria para todas as matrizes **
** **** */
void lbm_TakeMemory() {

unsigned char s,c,n,a;
int i,LX=P[2].i,LY=P[3].i;

_fors _forc _forn M[s][c][n]=(double **)malloc
(LX*sizeof(double *));
_fors _forc _forn _fori M[s][c][n][i]=(double *)
malloc(LY*sizeof(double));

_forc ASE[c]=(double **)malloc(LX*sizeof(double *));
_forc _fori ASE[c][i]=(double *)malloc(LY*sizeof(double));

W=(double **)malloc(LX*sizeof(double *));
_fori W[i]=(double *)malloc(LY*sizeof(double));

_forn _fora V[n][a]=(int **)malloc(LX*sizeof(int *));
_forn _fora _fori V[n][a][i]=(int *)malloc(LY*sizeof(int));

(void) VectorizaInt(P[37].s);
_fors _forn lbm_RDef[s][n]=(char *)malloc(VI_NG*sizeof(char));

```

```

RB=(char **)malloc(LX*sizeof(char *));
_fori RB[i]=(char *)malloc(LY*sizeof(char));
}
//
FILE *OFwve(char *nameF) {
FILE *XFile;
char S[8];

//
int c=89;
if ((XFile=fopen(nameF,"r"))!=NULL) {
    fclose(XFile);
    printf("\n_File_[%s].\n_Do_you_want_to
    overwrite_the_existing_file?_[y/n]_:_",nameF);
    scanf("%s",S);
    c=S[0];
}
//
if (c==89 || c==121)
    //
    if ((XFile=fopen(nameF,"w"))==NULL) {
        printf("\n_Can't_open_file_[%s].",nameF);
        c=0;
    }
//
if (c!=89 && c!=121) { printf("_Aborted.\n"); XFile=NULL; }
//
return XFile;
}
//
inline double Division(double Numerador,double Denominador) {
    if (Denominador==0.0) {
        if (Numerador==0.0) return 1.0;
        return (Numerador/fabs(Numerador))*(double)RAND_MAX;
    }
    return Numerador/Denominador;
}
//

```

```
inline double lbm_Concentration(unsigned char l,
unsigned char c,unsigned char n,int i,int j) {
    double f=M[l][0][n][i][j],g=M[l][1][n][i][j];
    if(f+g==0.0) {
        if((c==0 && f==0.0) || (c==1 && g==0.0)) return 1.0;
        return 1.0/(double)(RAND_MAX-1);
    }
    //if(IsNoI(g/f)) printf("\n\n\n\n\n\n\n\n\n\n%d_%d_%d\n\n\n\n\n\n\n\n\n\n//(%d,%d)_%lf_%lf",l,c,n,i,j,f,g);
    return (f+(g-f)*(double)c)/(f+g);
}
//
char IsNoI(double valor) { return (isnan(valor)!=0 ||
isinf(valor)!=0); }
//
char IsdOK(unsigned char l,unsigned char c,
unsigned char n,int i,int j) {
    double v=M[l][c][n][i][j];
    return(!IsNoI(v) && v>=0.0 && fabs(v)<(double)RAND_MAX);
}

/** ***** **
** Correcao de distribuicoes negativas (sem mudanca da masa) **
** ***** */
inline void lbm_Correction(unsigned char l,unsigned char c,
int i,int j,double mass) {
    unsigned char n;
    double VMin=(double)RAND_MAX,FC;
    _for_n VMin=fmin(VMin,M[l][c][n][i][j]);
    if(VMin<0.0 && mass!=0.0) {
        FC=1.0-(VMin/mass)*(double)LBM_NDIST;
        if(FC!=0.0) _for_n M[l][c][n][i][j]=
            (M[l][c][n][i][j]-VMin)/FC;
    }
}
//
char lbm_LoadRebounds() {
    unsigned char n,s,r;
    char d,var[32];
```

```

    int **V=VectorizaInt(P[37].s);
    _forr if (V[r][0]>=2) _fors {
        _forn lbm_RDef[s][n][r]=0;
        sprintf(var,"%d",V[r][s+1]);
        if ((d=LBM_NDIST-strlen(var))<0) d=0;
        for(n=d;n<LBM_NDIST;n++) lbm_RDef[s][n][r]
            =var[n-d]-48;
    }
    return VI_NG;
}

/** ***** **
** Mersenne Twister pseudorandom number **
** generator (64-bit version o) **
** ***** **/
#define mt64_NN 320
#define mt64_UM 0xFFFFFFFF80000000ULL
#define mt64_LM 0x7FFFFFFFULL
#define mt64_SM0 19650218ULL
#define mt64_SM1 6364136223846793005ULL
#define mt64_SM2 3935559000370003845ULL
#define mt64_SM3 2862933555777941757ULL
#define mt64_MAX 18446744073709551615ULL
static const unsigned long long mt64_mag01[2]=
{0ULL,0xB5026F5AA96619E9ULL};
static const int mt64_MM=mt64_NN/2;
static unsigned long long mt64_mt[mt64_NN],*mt64_tv1
[mt64_NN],*mt64_tv2[mt64_NN];
static int mt64_mti;

void mt64_init_genrand64(unsigned long long seed) {
    mt64_mt[0]=seed;
    static int i;
    for(i=1;i<mt64_NN;i++) mt64_mt[i]=mt64_SM1*(mt64_mt[i-1]^
(mt64_mt[i-1]>>62))+(unsigned long long)i;
    mt64_mti=i;
    for(i=0;i<mt64_NN-1;i++) mt64_tv1[i]=&mt64_mt[i+1];
    mt64_tv1[i]=&mt64_mt[0];
    for(i=0;i<mt64_NN-mt64_MM;i++) mt64_tv2[i]=

```

```

    &mt64_mt[i+mt64_MM];
    for (; i<mt64_NN-1; i++) mt64_tv2[i]=
    &mt64_mt[i-(mt64_NN-mt64_MM)];
    mt64_tv2[i]=&mt64_mt[mt64_MM-1];
}

void mt64_init_by_array64(unsigned long long init_key[],
int key_length) {
    mt64_init_genrand64(mt64_SM0);
    static int i=1, j=0, k;
    for(k=mt64_NN>key_length?mt64_NN:key_length; k;k--) {
        mt64_mt[i]=(mt64_mt[i]^((mt64_mt[i-1]^
        (mt64_mt[i-1]>>62))*mt64_SM2))+init_key[j]+
        (unsigned long long)j;
        i++; j++;
        if(i>=mt64_NN) { mt64_mt[0]=
            mt64_mt[mt64_NN-1]; i=1; }
        if(j>=key_length) j=0;
    }
    for(k=mt64_NN-1; k;k--) {
        mt64_mt[i]=(mt64_mt[i]^((mt64_mt[i-1]^
        (mt64_mt[i-1]>>62))*mt64_SM3))-
        (unsigned long long)i;
        i++;
        if(i>=mt64_NN) { mt64_mt[0]=
            mt64_mt[mt64_NN-1]; i=1; }
    }

    mt64_mt[0]=1ULL<<63;
}

unsigned long long mt64_genrand64_int64(void) { // [0,2^64-1]
    static unsigned long long x;
    if(mt64_mti>=mt64_NN) {
        for(mt64_mti=0; mt64_mti<mt64_NN; mt64_mti++) {
            x=(mt64_mt[mt64_mti]&mt64_UM) |
            (*mt64_tv1[mt64_mti]&mt64_LM);
            mt64_mt[mt64_mti]=*mt64_tv2[mt64_mti]^
            (x>>1)^mt64_mag01[x%2ULL];
        }
        mt64_mti=0;
    }
}

```

```

        x=mt64_mt[mt64_mti++];
        x^=(x>>29)&0x5555555555555555ULL;
        x^=(x<<17)&0x71D67FFFEDA60000ULL;
        x^=(x<<37)&0xFFFF7EEE0000000000ULL;
        return x^(x>>43);
    }
    inline long long mt64_genrand64_int63(void) { // [0,2^63-1]
        return (long long)(mt64_genrand64_int64()>>1); }
    inline double mt64_genrand64_real1(void) { // [0,1]
        return (mt64_genrand64_int64()>>11)/9007199254740991.0; }
    inline double mt64_genrand64_real2(void) { // [0,1]
        return (mt64_genrand64_int64()>>11)/9007199254740992.0; }
    inline double mt64_genrand64_real3(void) { // (0,1)
        return ((mt64_genrand64_int64()>>12)+0.5)/4503599627370496.0; }
    inline int mt64_Round(int M) { // { 0,1,2,...,M-1 }
        return (int)(mt64_genrand64_real2()*(double)M); }
#define mt64_Discrete(n1,n2) (n1+mt64_Round(n2-n1+1))

/** ***** **
** Algoritmos significativos **
** ***** **/
static char mfd_MFE[2][16][32],mfd_c=15;
char *MinFD(double D,char H) {

    if(mfd_c>=15 || mfd_c<0) mfd_c=0; else mfd_c++;
    char *FE=mfd_MFE[0][+mfd_c],*MF=mfd_MFE[1][+mfd_c];

    char p,q,ve,LE=-1,pe=-1,pd=-1;
    int k;
    //
    if((q=(char)(isnan(D)+isinf(D)))!=0) {
        sprintf(MF,"%lf",D);
        MF[1+(MF[0]=='-')]=0;
        return MF;
    }
    //
    if(D==0.0) { MF[0]=48; MF[1]=0; return MF; }
    //
    if(D<0.0) {

```



```

        FE=MinFD(-D,H);
        for(p=31;p>=1;p--) FE[+p]=FE[p-1];
        FE[0]='-';
        return FE;
    }
    //
    sprintf(MF, "%%.%de" ,H);
    sprintf(FE,MF,D);
    //
    for(p=0;p<32 && LE==-1;p++) if (FE[+p]==0) LE=p;
    //
    for(p=0;p<LE && pe==-1;p++) if (FE[+p]=='e' ||
    FE[+p]=='E') pe=p;
    //
    if (FE[pe+1]=='+') {
        for(p=pe+2;p<LE;p++) FE[p-1]=FE[+p];
        LE--;
    }
    //
    if (FE[pe+1]=='0') {
        for(p=pe+2;p<LE;p++) FE[p-1]=FE[+p];
        LE--;
    } else if (FE[pe+1]=='-') if (FE[pe+2]=='0') {
        for(p=pe+3;p<LE;p++) FE[p-1]=FE[+p];
        LE--;
    }
    //
    for(p=0;p<LE && pd==-1;p++) if (FE[+p]=='.'') pd=p;
    //
    for(q=pe-1;FE[+q]=='0' && q>pd;q--) {
        for(p=q+1;p<LE;p++) FE[p-1]=FE[+p];
        LE--;
        pe--;
    }
    //
    for(p=pe+1;p<LE;p++) MF[p-(pe+1)]=FE[+p];
    MF[LE-(pe+1)]=0;
    sscanf(MF, "%d",&k); ve=(char)k;
    //

```

```

for (q=0;MF[+q]!=0;q++);
//
for (p=pd;p<pe-1;p++) FE[+p]=FE[p+1];
pe--;
FE[+pe]='e';
ve--=(pe-pd);
//
sprintf(MF,"%d",ve);
for (pd=0;MF[+pd]!=0;pd++);
//
LE--=(q-pd)+1;
FE[+LE]=0;
//
if (ve==0) LE=pe;
else {
    if (ve==1) { FE[+pe]='0'; LE=pe+1; }
    else {
        if (ve==2) FE[+pe]=FE[pe+1]='0';
        else {
            //
            q=-ve-pe;
            //
            if (ve<0 && (q==0 || q==1 || q==2)) {
                for (p=pe+q;p>=0;p--) FE[p+(q+1)]=
                    FE[+p];
                FE[0]='.';
                for (p=0;p<q;p++) FE[p+1]='0';
                LE=pe+q+1;
                FE[+LE]=0;
            }
            //
            else { if (ve<0 && q<0) {
                for (p=pe-1;p>=-q;p--) FE[p+1]
                    =FE[+p];
                FE[-q]='.';
                LE=pe+1;
                FE[+LE]=0;
            }
            //
            else for (p=0;MF[+p]!=0;p++)
                FE[pe+1+p]=MF[+p];

```

```
}}}}  
//  
for(q=LE;q<32;q++) FE[+q]=0;  
//  
return FE;  
}  
#define MF6(D) MinFD(D,6)
```

APÊNDICE B – Gerenciador de dados do modelo

```

/** ***** **
** Administrador de dados do modelo LBSEM **
** ***** **/

#include "liblbm09.h"

int main(numa, arg) int numa; char *arg[]; {

char nameC[64], adat[64], **R;
unsigned char a, n, r;
double m[2], v[2][9], vt[2], Z[2], h, **Q[2];
int i, j, k, CS=-2, c, **VVS, t;
int IZFx1, IZFy1, IZFx2, IZFy2, IZRx1, IZRy1, IZRx2, IZRy2;
FILE *D, *XFile;

//
lbm_InitVelocities();

//
if (numa-1>=1) sscanf(arg[1], "%d", &CS);

//
int segP=RAND_MAX;
if (numa-1>=2) sscanf(arg[2], "%d", &segP);

do {
while (CS<=0) {
do {
printf("\n[-N_to_VIEW_N_config_and_all_data]\n
[0_to_EXIT]\n");
printf("_Simulation_ID_: ");
scanf("%s", nameC);
} while (!sscanf(nameC, "%d", &CS));
if (CS<0) {
sprintf(nameC, "ls_%d.tar.gz_%d/*_l", -CS, -CS);
system(nameC);
}
}
}

```

[illegible]

```

    printf("\n");
    for(a=1;a<=LBM_NPARA;a++) {
        printf("_(%d)_%s=_",a,P[a].n);
        if(P[a].t==1) printf("%d",P[a].i);
        if(P[a].t==2) printf("%lf",P[a].d);
        if(P[a].t==3) printf("%s",P[a].s);
        printf("\n");
    }

/** ***** **
** Escreve no arquivo erosion.i a configuracao atual **
** ***** **/
if(k==-3) {
    printf("\n_Writing_in_[%s]_...\n",P[0].s);
    D=fopen(P[0].s,"w");
    for(a=1;a<=LBM_NPARA;a++) {
        fprintf(D,"%s=",P[a].n);
        if(P[a].t==1) fprintf(D,"%d",P[a].i);
        if(P[a].t==2) fprintf(D,"%lf",P[a].d);
        if(P[a].t==3) fprintf(D,"%s",P[a].s);
        fprintf(D,"\n");
    }
    fclose(D);
    printf("_Done!\n");
}

/** ***** **
** Backup em arquivo tar.gz com todos os dados **
** ***** **/
if(k==-4) {
    sprintf(nameC,"tar_cvf_%d.tar_%d/*",CS,CS);
    system(nameC);
    sprintf(nameC,"gzip-9_%d.tar",CS);
    system(nameC);

    //
    sprintf(adat,"%d.tar.gz",CS);
    if((XFile=fopen(adat,"r"))!=NULL) {
        fclose(XFile);

```

```

        sprintf(nameC, "\\rm_%d/*",CS);
        system(nameC);
        sprintf(nameC, "rmdir_%d",CS);
        system(nameC);
        k=CS=-1;
    }}
    /** ***** **
    **  Restaura os dados que estao no backup **
    ** ***** **/
    if(k== -5) {
        sprintf(nameC, "gzip_-d_%d.tar.gz",CS);
        system(nameC);
        sprintf(nameC, "tar_-xvf_%d.tar",CS);
        system(nameC);
        sprintf(nameC, "\\rm_%d.tar",CS);
        system(nameC);
        k=-1;
    }
    //
    c=P[1].i;
    if(c<=0) c=getpid();
    srand(c);
    mt64_init_genrand64((unsigned long long)(c*c));

    /** ***** **
    **  Cria as condicoes iniciais [tI.das] **
    ** ***** **/
    if(k== -6) {
    //
    sprintf(adat, "%d/%d.das",CS,P[4].i);
    //
    if(segP== -6) XFile=fopen(adat, "w");
    else XFile=OFwve(adat);
    //
    if(XFile!=NULL) {

    // Resumo dos parametros utilizados
    printf("\n_+-----+");
    printf("\n_|_File_=%s",adat);

```

```

printf("\n_(01)_____RandomSeed_=%d",P[1].i);
printf("\n_(02)_____NodesInX_=%d",P[2].i);
printf("\n_(03)_____NodesInY_=%d",P[3].i);
printf("\n_(04)_____InitialTime_=%d",P[4].i);
printf("\n_(29)_____MaxValue1C_=%s",MinFD(P[29].d,6));
printf("\n_(30)_____MaxValue2C_=%s",MinFD(P[30].d,6));
printf("\n_(31)_____GroundSlopeI_=%s",MinFD(P[31].d,6));
printf("\n_(32)_____GroundSlopeX_=%s",MinFD(P[32].d,6));
printf("\n_(33)_____GroundSlopeY_=%s",MinFD(P[33].d,6));
printf("\n_(34)_____GroundSlopeXY_=%s",MinFD(P[34].d,6));
printf("\n_(35)_____GroundSlopeS_=%s",MinFD(P[35].d,6));
printf("\n_(36)_____InitialWaterIS_=%s",MinFD(P[36].d,6));
printf("\n_(42)_____InitialZoneFluid_=%s",P[42].s);
printf("\n_(43)_____InitialZoneRugosity_=%s",P[43].s);
printf("\n_+-----+");
printf("\n_Writing_in_[%s]....",adat); printf("\n");

```

```
//
```

```

IZFx1=IZFy1=IZRx1=IZRy1=0;
IZFx2=IZRx2=P[2].i-1;
IZFy2=IZRy2=P[3].i-1;

```

```
//
```

```

VVS=VectorizaInt(P[42].s);
if(VI_NG>0) {
    if(VVS[0][0]>=1) IZFx1=VVS[0][1];
    if(VVS[0][0]>=2) IZFy1=VVS[0][2];
    if(VVS[0][0]>=3) IZFx2=VVS[0][3];
    if(VVS[0][0]>=4) IZFy2=VVS[0][4];
}

```

```
//
```

```

VVS=VectorizaInt(P[43].s);
if(VI_NG>0) {
    if(VVS[0][0]>=1) IZRx1=VVS[0][1];
    if(VVS[0][0]>=2) IZRy1=VVS[0][2];
    if(VVS[0][0]>=3) IZRx2=VVS[0][3];
    if(VVS[0][0]>=4) IZRy2=VVS[0][4];
}

```

```
// Inicializa a acumulacao de massas totais
```



```

m[0]=m[1]=0.0;

_forc {
    Q[c]=(double **)malloc(P[2].i*sizeof(double *));
    _fori Q[c][i]=(double *)malloc(P[3].i*sizeof(double));
}

// Para cada n
_fori _forj {

// Para cada componente
_forc {
//
    if(i>=IZFx1 && i<=IZFx2 && j>=IZFy1 && j<=IZFy2) {
        //
        Q[c][i][j]=P[29+c].d*mt64_genrand64_real1();
        //N[c]=P[29+c].d*mt64_genrand64_real1();
        //
        m[c]+=Q[c][i][j];
    }
    //
    else Q[c][i][j]=0.0;//N[c]=0.0;
}}
fori _forj {

_forc {

//
vt[c]=0.0;
//
_forn {
//
v[c][n]=mt64_genrand64_real1();
//
vt[c]+=v[c][n];

}}

//
_forn {
_forc Z[c]=(m[c]<=0.0?0.0:(P[29+c].d/m[c])*

```

```

    Q[c][i][j]*v[c][n]/vt[c]);
    //_fora Z[a]=N[a]*v[a][n]/vt[a];
    fprintf(XFile,"%s_%s\n",MinFD(Z[0],9),MinFD(Z[1],9));
}

//
h=P[31].d+P[32].d*(double)i+P[33].d*(double)j+
P[34].d*(double)(i*j);
//
if(i>=IZRx1 && i<=IZRx2 && j>=IZRy1 && j<=IZRy2)
h+=P[35].d*(2.0*mt64_genrand64_real1()-1.0);
//
if(h<0.0) h*=-1.0;
fprintf(XFile,"%s_%s\n",MF6(h),MF6(P[36].d*
mt64_genrand64_real1()));
}

//
fclose(XFile);

_forc { _fori free(Q[c][i]); free(Q[c]); }
//
printf("_Done!.\n");
}}

/** ***** **
** Cria as paredes (setores de "rebound") [walls.dat] **
** ***** **/
if(k==-7) {
//
sprintf(adat,"%d/walls.dat",CS);
//
if(segP==-7) XFile=fopen(adat,"w");
else XFile=OFwve(adat);
//
if(XFile!=NULL) {

// Apresenta por pantalla un resumen de todos los
//parametros que se utilizaran
printf("\n_+-----+");
printf("\n_|_____File_=%s",adat);

```

```

printf("\n_(01)_____RandomSeed_=%d",P[1].i);
printf("\n_(02)_____NodesInX_=%d",P[2].i);
printf("\n_(03)_____NodesInY_=%d",P[3].i);
printf("\n_(38)_____WallRandomPoints_=%s",P[38].s);
printf("\n_(39)_____WallRectangles_=%s",P[39].s);
printf("\n_(40)_____WallCircles_=%s",P[40].s);
printf("\n_+-----+");
printf("\n_Writing_in_[%s]....",adat); printf("\n");

//
R=(char **)malloc(P[2].i*sizeof(char *));
_fori R[i]=(char *)calloc(P[3].i,sizeof(char));

//
VVS=VectorizaInt(P[38].s);
_forr if(VVS[r][0]>=2) for(t=0;t<VVS[r][1];t++)
R[(int)(mt64_genrand64_real2()*P[2].d)]
[(int)(mt64_genrand64_real2()*P[3].d)]=VVS[r][2];

VVS=VectorizaInt(P[39].s);
_forr if(VVS[r][0]>=5) {
    _fora {
        if(VVS[r][1+a]>VVS[r][3+a]) {
            t=VVS[r][1+a];
            VVS[r][1+a]=VVS[r][3+a];
            VVS[r][3+a]=t;
        }
        if(VVS[r][1+a]<0) VVS[r][1+a]=0;
        if(VVS[r][3+a]>P[2+a].i-1) VVS[r][3+a]=P[2+a].i-1;
    }
    for(i=VVS[r][1];i<=VVS[r][3];i++) for(j=VVS[r][2];j<=
VVS[r][4];j++)
        R[i][j]=VVS[r][5];
}
//
VVS=VectorizaInt(P[40].s);
_forr if(VVS[r][0]>=4) _fori _forj
    if(sqrt((double)((i-VVS[r][1])*(i-VVS[r][1])+
(j-VVS[r][2])*(j-VVS[r][2])))<=(double)VVS[r][3])

```

```

                                R[i][j]=VVS[r][4];
//
_fori _forj (void) fputc((int)R[i][j]+48,XFile);
//
free(R);
//
fclose(XFile);

printf(" _Done!. \n");
}}

if(k>=1 && k<=LBM_NPARA) {
    //
    printf(" _%s_: _Value_=",P[k].n);
    if(P[k].t==1) scanf("%d",&P[k].i);
    if(P[k].t==2) scanf("%lf",&P[k].d);
    if(P[k].t==3) scanf("%s",P[k].s);
}
} while(k!=-1 && segP==RAND_MAX);

} while(segP==RAND_MAX);
return 1;
}
```

APÊNDICE C – Algoritmo do reticulado

```

/** ***** **
** Simulacao do Escoamento Superficial e Erosao do Solo **
** Utilizando o Metodo do Reticulado de Boltzmann. O modelo **
** de simulacao considera como principais processos a **
** a geracao da superf cie do terreno; a incorporacao da **
** chuva; a infiltracao de agua no solo; a geracao do **
** escoamento superficial; o desprendimento das particulas **
** do solo e o transporte e deposicao dos sedimentos **
** ***** **
** Version 26.0 (10/12/2017) — VERSION DEFINITIVA **
** ***** **/

/** ***** **
** Biblioteca personalizada do LBM **
** ***** **/
#include "liblbm09.h"

/** ***** **
** Aqui comeca o programa **
** ***** **/
int main(numa,arg) int numa; char *arg[]; {

int c,n,i,j,a,t;
char nameP[64],DSname[64],d1,d2;
FILE *DSfile;

// Massas totais
double M1C,M2C;

// Forca externa
double FE[LBM_NAXES];

// Derivadas para cada direcao
double dDL[3];

// Constantes das distribuicoes de equilibrio

```

```

double AAA,DDD,Gxx,sGd;

// Taxa de erosao para cada distribuicao
double SER[2][LBM_NDIST],tauM,**ams;

// Velocidade macroscopica
double ux,uy,u2,ue;

// Inicializacao dos vetores de velocidade microscopicas
lbm_InitVelocities();

/** ***** **
** (0) Codigo da simulacao lido desde a linha de comando **
** Se nao estiver na linha de comando, perguntar. **
** ***** **/
int CS=0;
if (numa-1>=1) (void)sscanf(arg[1],"%d",&CS);
if (CS<=0) { (void)printf("Simulation_ID:_");
            (void)scanf("%d",&CS);
            if (CS<=0) return -1; }

// Print do arquivo de parametros
(void)sprintf(nameP,"%d/erosion.i",CS);

// Verificacao da existencia do arquivo de parametros
if ((DSfile=fopen(nameP,"r"))==NULL) {
    (void)printf("The_file_%s_does_not_exist.
    Aborted.\n",nameP);
    return -2;
} else fclose(DSfile);

// Carga de todos dos parametros desde o arquivo
lbm_InitParameters(CS);

// Inicializacao da sequencia
n=P[1].i;
if (n<=0) n=getpid();
mt64_init_genrand64((unsigned long long)n*
(unsigned long long)RAND_MAX+(unsigned long long)(n-1));

```

```

// Dimensoes da rede
int LX=P[2].i,LY=P[3].i;

// Double do volume
double dLXLY=(double)(LX*LY);

// Memoria utilizada (todas as matrizes)
lbm_TakeMemory();

// Constroi a rede de vizinhos
_fori _forj _forn {      a=i+DE[n][0];
                        V[n][0][i][j]=a+((a<0)-(a>LX-1))*LX;
                        a=j+DE[n][1];
                        V[n][1][i][j]=a+((a<0)-(a>LY-1))*LY; }
// Carrega definicao de paredes
d1=lbm_LoadRebounds();

unsigned char s;
char *CountRD[LBM_NSECT];
_fors {
    CountRD[s]=(char *)malloc(d1*sizeof(char));
    for(d2=0;d2<d1;d2++) {
        CountRD[s][+d2]=0;
        _forn CountRD[s][+d2]+=lbm_RDef[s][n][+d2];
    }
}
//
_fori _forj RB[i][j]=0;
(void) sprintf(DSname,"%d/walls.dat",CS);
if((DSfile=fopen(DSname,"r"))!=NULL) {
    _fori _forj RB[i][j]=(char)(fgetc(DSfile)-48);
    (void) fclose(DSfile);
}
//
(void) sprintf(DSname,"%d/%d.das",CS,P[4].i);
if((DSfile=fopen(DSname,"r"))!=NULL) {

// Para cada no
_fori _forj {

```

```

// Para cada distribuicao le as densidades
    _forn fscanf(DSfile,"%lf_%lf\n",
        &M[0][0][n][i][j],&M[0][1][n][i][j]);
// Le as alturas de agua e solo
(void)fscanf(DSfile,"%lf_%lf\n",
&ASE[0][i][j],&ASE[1][i][j]);
}

// Fechar o arquivo
    (void)fclose(DSfile);
}

/** ***** **
** Numero de iteracoes calculadas **
** ***** **/
int NI=P[5].i>0?P[5].i:-P[5].i-P[4].i;

/** ***** **
** passos de tempo para armazenamento **
** ***** **/
int PG=P[6].i;

/** ***** **
** Intervalo de tempo **
** ***** **/
double Dt=P[7].d;

// Espacamento entre nos
// DL=c*Dt, em que c=1.0/sqrt(3.0) e a rapidez
// microscopica
double DL=Dt/sqrt(3.0);

// DL^2
double DL2=DL*DL;

/** ***** **
** Gravedade * Dt / c **
** ***** **/
double gravity=P[8].d;

```



```

/** ***** **
** Valor de tau (relaxamento do fluido) **
** ***** **/
double TAU=P[9].d;

// Vetores de relaxamento na distribuicao de equilibrio
double Pet[9];

// Valores de relaxamento dos vizinhos por distribuicao
Pet[0]=Pet[1]=Pet[2]=Pet[3]=Pet[4]=1.0/TAU;
Pet[5]=Pet[6]=Pet[7]=Pet[8]=0.25/TAU;

// Valores de relaxamento da distribuicao original
double ktau=1.0-1.0/TAU;

/** ***** **
** Interacao agua-sedimento **
** ***** **/
double lambda=P[10].d;

/** ***** **
** Energia interfacial (kappa / DL^2) **
** ***** **/
double kappa=P[11].d;

/** ***** **
** Energia interfacial (T * kB) **
** ***** **/
double T=P[12].d;

/** ***** **
** [densidade do solo] / [densidade da agua] **
** ***** **/
double dSW=P[13].d;

/** ***** **
** [PesoMolecular do solo] / [PesoMolecular da agua] **
** ***** **/

```

```

double pmS=P[14].d/dSW;

/** ***** **
** Tensao de cisalhamento cr tica (TAUc * DL/g) **
** ***** **/
double TAUc=P[15].d;

/** ***** **
** Coeficiente de erodibilidade do solo (Kr * TAUc) **
** ***** **/
double Kr=P[16].d;

/** ***** **
** Fator de atrito [Fr * (Den.Wat) / (12*TAUc)] **
** ***** **/
double Fr=P[17].d;

/** ***** **
** Valor maximo esperado da chuva **
** ***** **/
int lluE=P[19].i;

/** ***** **
** Largura do pulso ou largura da distribuicao **
** gaussiana (lluV*2) **
** ***** **/
int lluV=P[20].i*2;

/** ***** **
** Massa de agua em cada gota de chuva **
** ***** **/
double lluG=P[21].d;
int NGct; // Numero de gotas que caem
           //na iteracao t

/** ***** **
** Coeficiente de infiltracao **
** ***** **/
double InKe=exp(-P[22].d*Dt);

```

```

double InQe=(InKe-1.0)*(-log(InKe)/Dt);

/** ***** **
** Capacidade de infiltracao inicial (por cada no) **
** ***** **/
double InFo=P[23].d;

/** ***** **
** Capacidade de infiltracao de saturacao **
** ***** **/
double InCC=P[24].d;

/** ***** **
** Fc da infiltracion (para cada no) **
** ***** **/
double InKf=P[25].d;

/** ***** **
** Potencia de la diferencia de concentracion **
** ***** **/
double InPd=P[26].d;

/** ***** **
** Coeficiente de transporte (Kc*TAUc^3/2) **
** ***** **/
double Kc=P[27].d;

/** ***** **
** Drenagem maximo por cada no **
** ***** **/
double DSMR=P[28].d*Dt,DLT;

/** ***** **
** No vetor Hole[0,1] s o armazenadas as perdas de**
** massa. Estas variaveis s o gravadas no arquivo **
** CS/hole.dat para cada iteracao. **
** ***** **/
double Hole[2];

```

```

/** ***** **
** Obtencao da faixa do setor de chuva **
** ***** **/
int rainX1 ,rainX2 ,rainY1 ,rainY2 ,**VVS;
VVS=VectorizaInt(P[44].s);
rainX1=VVS[0][1]; rainY1=VVS[0][2]; rainX2=VVS[0][3];
rainY2=VVS[0][4];
if(rainX1>rainX2) { t=rainX1; rainX1=rainX2; rainX2=t; }
if(rainY1>rainY2) { t=rainY1; rainY1=rainY2; rainY2=t; }
if(rainX1<0) rainX1=0;
if(rainY1<0) rainY1=0;
if(rainX2>LX-1 || rainX2==0) rainX2=LX-1;
if(rainY2>LY-1 || rainY2==0) rainY2=LY-1;

/** ***** **
** Amplitude da chuva (amplitude/LX*LY) **
** [Normalizado com RainSector-area] **
** ***** **/
ue=(double)((rainX2-rainX1+1)*(rainY2-rainY1+1));
double lluA=P[18].d*ue;

/** ***** **
** Distorcao do solo **
** ***** **/
double DDSS=P[45].d/dSW;

//
(void) sprintf(DSname,"%d/hole.dat",CS);
u2=-M_PI;
if((DSfile=fopen(DSname,"r"))!=NULL) {
    while( fscanf(DSfile,"%d",&t)!=EOF)
        (void) fscanf(DSfile,"%d%lf%lf%lf%lf%lf%lf%lf\n",&NGct,&ux,&uy,&u2,&tauM,&ue,&DLT);
    (void) fclose(DSfile);
}
DSfile=fopen(DSname,"w");
(void) fclose(DSfile);

// Resumo de variaveis

```

```

printf("\n_+-----+");
printf("\n_|_____File_=_%" ,nameP);
printf("\n_|_(01)_____RandomSeed_=_%" ,P[1].i);
printf("\n_|_(02)_____NodesInX_=_%" ,LX);
printf("\n_|_(03)_____NodesInY_=_%" ,LY);
printf("\n_|_(04)_____InitialTime_=_%" ,P[4].i);
printf("\n_|_(05)_____NumberOfIterations_=_%" ,P[5].i ,NI);
printf("\n_|_(06)_____StepsToRecord_=_%" ,PG);
printf("\n_|_(07)_____IntervalOfTime_=_%.2e" ,Dt);
printf("\n_|_(08)_____Gravity_=_%" ,MF6(gravity));
printf("\n_|_(09)_____RelaxationOfFluid_=_%" ,
MF6(1.0/(1.0 - ktau)));
printf("\n_|_(10)_____Interaction2C_=_%" ,MF6(lambda));
printf("\n_|_(11)_____InterfacialEnergy_=_%" ,MF6(kappa));
printf("\n_|_(12)_____Temperature_=_%" ,MF6(T));
printf("\n_|_(13)_____SoilDensityDWD_=_%" ,MF6(dSW));
printf("\n_|_(14)_____SoilMolecularMass_=_%" ,MF6(pmS*dSW));
printf("\n_|_(15)_____SoilErodibility_=_%" ,MF6(Kr));
printf("\n_|_(16)_____CriticalShearStress_=_%" ,MF6(TAUc));
printf("\n_|_(17)_____Friction_=_%" ,MF6(Fr));
printf("\n_|_(18)_____RainAmplitude_=_%" ,MF6(lluA/ue));
printf("\n_|_(19)_____RainExpectation_=_%" ,lluE);
printf("\n_|_(20)_____RainVariance_=_%" ,lluV/2);
printf("\n_|_(21)_____RainWaterDrop_=_%" ,MF6(lluG));
printf("\n_|_(22)_____InfiltrationExponent_=_%" ,
MF6(-log(InKe)/Dt));
printf("\n_|_(23)_____InfiltrationFinital_=_%" ,MF6(InFo));
if(u2!=-M_PI) { InFo=u2; printf(" ,_updated_to_%" ,
MF6(InFo));}
printf("\n_|_(24)_____InfiltrationCCritical_=_%" ,MF6(InCC));
printf("\n_|_(25)_____InfiltrationConstant_=_%" ,MF6(InKf));
printf("\n_|_(26)_____InfiltrationPotential_=_%" ,MF6(InPd));
printf("\n_|_(27)_____SedimentTransport_=_%" ,MF6(Kc));
printf("\n_|_(28)_____Drainage_=_%" ,
MinFD(DSMR/Dt,8));
printf("\n_|_(44)_____RainSector_=_%d,%d,%d,%d" ,
rainX1 ,rainY1 ,
rainX2 ,rainY2);

```

```

printf("\n_l_(45)_____SoilDistortion_l_=%s",MF6(DDSS*dSW));
//printf("\n_l_(37)_____N[ReboundDefines]_l_=%d",d1);
printf("\n_l_+-----+");
printf("\n_l_Computing...."); printf("\n");

/** ***** **
** N mero de erros **
** ***** **/
long NumberOfErrors=0;

/** ***** **
** Condição para interromper a simulação **
** ***** **/
int StopCondition=0;
if(numa-1>=2) (void)sscanf(arg[2], "%d",&StopCondition);

/** ***** **
** Começo das iterações **
** ***** **/

// Por cada iteração
for(t=P[4].i+1;t<=NI+P[4].i && (NumberOfErrors==0 ||
abs(StopCondition)!=1);t++) {

/** ***** **
** [[ 1 ]] Incorporação da chuva. **
** Calcula a distribuição de gotas no tempo t **
** ***** **/

// N mero de gotas que cair o
u2=(double)(t-lluE);
if(lluV>=0.0) NGct=(int)
(lluA*exp(-(u2/(double)lluV)*u2));
else NGct=(t>=lluE+lluV/2 &&
t<=lluE-lluV/2)?(int)lluA:0;

// fracción da gota
ue=lluG/(double)LBM_NDIST;

```

```

// Para cada gota
    for(c=0;c<NGct;c++) {

// No aleatorio
    i=mt64_Discrete(rainX1 , rainX2 );
    j=mt64_Discrete(rainY1 , rainY2 );

// A agua da gota e repartida a cada
//distribuicao e e calculada a
//massa anterior
    M1C=0.0;
    _forn { M1C+=M[0][0][n][i][j];
    M[0][0][n][i][j]+=ue; }

// Formacao da irregularidade por efeito
// da gota quando quase n o tem escoamento
    if((AAA=(lluG-M1C)/dSW+DDSS*
    ASE[1][i][j])>0.0)

// DDD e a massa removida para a
// conformacao da deformacao no terreno
    if((DDD=fmin(P[45].d*ASE[0][i][j],AAA*
    mt64_genrand64_real1()))>0.0) {

// Novo valor de massa no posicao estatica
    ASE[0][i][j]-=DDD;

// Massa aos primeirso vizinhos
    Gxx=DDD*0.25/(3.0-M_SQRT2);

// Massa aos segundo vizinhos
    sGd=Gxx*(2.0-M_SQRT2);

// Deformacao do solo
    for(s=0;s<4;s++)
        {
            a=V[s][0][i][j];
            n=V[s][1][i][j];
            ASE[0][a][n]+=Gxx;
            ASE[0][V[p4[s]][0][a][n]]

```

```

        [V[p4[s]][1][a][n]]+=sGd; }
    }}
    /** ***** **
    ** [[ 2 ]] Infiltracao e percolacao **
    ** ***** **/

    // Inicializacao da acumulacao de Fc
    Gxx=DLT=0.0;

    // Para cada no
    _fori _forj {

    // Fc (vers o anterior do codigo)
    u2=InKf;//fmin(InKf,InFo);

    // Fc (vers o anterior) –
    if(InPd!=0.0) if(ASE[0][i][j]>0.0) {

    // Fc (vers o anterior) –
    ue=InCC-ASE[1][i][j]/(ASE[1][i][j]
    +ASE[0][i][j]);

    // Fc (vers o anterior) –
    if(ue>0.0) u2*=pow(ue,InPd);
    }
    // Integral da capacidade de infiltracao
    //(Equacao de Horton)
    DDD=u2*Dt-InQe*(InFo-u2);

    // Inicializa a soma das partes infiltradas
    sGd=0.0;

    // Agua infiltrada para cada distribuicao
    if(DDD>0.0) _forn {

    // Agua no fluido retirando
    //aparte infiltrada
    AAA=fmin(M[0][0][n][i][j],DDD/
    (double)LBM_NDIST);

```



```

// Retira agua da distribuicao
M[0][0][n][i][j]-=AAA;

// Se n o tiver agua
if (M[0][0][n][i][j]==0.0) {

// Sedimento depositado no solo
ASE[0][i][j]+=M[0][1][n][i][j];

// Sedimento retirado do fluido
M[0][1][n][i][j]=0.0;
}
// Infiltracao de agua no solo
ASE[1][i][j]+=AAA;

// Acumulacao da agua infiltrada
sGd+=AAA;
}
// Quantidade de agua que
//percola (aleatorio)
TAU=ASE[1][i][j]*DSMR*mt64_genrand64_real1();

// Acumulacao com Fc atual e percolacao
Gxx+=(sGd-TAU+InQe*InFo)/(Dt+InQe);

// gua percolada e retirada
ASE[1][i][j]-=TAU;

//Acumulacao da agua percolada
DLT+=TAU;

// Se n o tiver sedimentos, a totalidade
//da agua retorna ao fluido
if (ASE[0][i][j]==0.0) {

// Incorporacao da agua do solo ao fluido
_forn M[0][0][n][i][j]+=
ASE[1][i][j]/(double)LBM_NDIST;

```

```

// Retira agua do solo
    ASE[1][i][j]=0.0;
}
}
// Media de Fc
    Gxx/=dLXLY;

// Atualizacao de Fo para o seguinte t (aproximacao)
    InFo=Gxx+(InFo-Gxx)*InKe;

/** ***** **
** [[ 3 ]] Transmiss o , da camada=0 para a camada=1. **
** ***** **/

// Para cada componente, no e distribuicao
    _forc _fori _forj _forn
        M[1][c][n][i][j]=M[0][c][DE[n][2]]
        [V[n][0][i][j]][V[n][1][i][j]];

/** ***** **
** [[ 4 ]] Calculo das massas de agua* **
**          utilizadas na colis o          **
** ***** **/

// Para cada no
    _fori _forj {

// Inicializa a massa de agua do no (i,j)
    W[i][j]=0.0;

        _forn W[i][j]+=M[1][0][n][i][j];
    }

/** ***** **
** [[ 5 ]] Colisao desde a camada 1 para a camada 0. **
** Os coeficientes da expansao de equilibrio contem **
** pesos para evitar a anisotropia. **
** ***** **/

```

```

// Para cada no
    _fori _forj {

// Massa total da agua (primeira componente)
    M1C=W[i][j];

// Massa total do sedimento (segunda componente)
    M2C=0.0;
    _forn M2C+=M[1][1][n][i][j];

// Sem agua no no o sedimento se deposita
    if (M1C==0.0) { _forn _forc
        M[0][c][n][i][j]=0.0;
        ASE[0][i][j]+=M2C; }

/** ***** **
** [[ 5.A ]] Calculos previos ao processo de colisao da agua **
** ***** **/
else {
// Velocidades macroscopicas
    ux=uy=0.0;
    _forn { ue=M[1][0][n][i][j];
        ux+=ue*ei[n][0];
        uy+=ue*ei[n][1]; }

    ux/=M1C;
    uy/=M1C;

// quadrado da velocidade
    u2=ux*ux+uy*uy;

// Valores das massas totais dos vizinhos
    AAA=W[V[1][0][i][j]][V[1][1][i][j]];
    DDD=W[V[2][0][i][j]][V[2][1][i][j]];
    Gxx=W[V[3][0][i][j]][V[3][1][i][j]];
    sGd=W[V[4][0][i][j]][V[4][1][i][j]];

// Derivada discreta en X
    dDL[0]=0.5*(AAA-Gxx);

```

```

// Derivada discreta en Y
    dDL[1]=0.5*(DDD-sGd);

// Laplaciano discretizado
    dDL[2]=AAA+Gxx+DDD+sGd-4.0*M1C;

// Pressao da agua (equacao de estado)
    TAU=M1C*(T-lambda*M1C*M2C/((M1C+M2C)*(M1C+M2C)));

// Calculo dos coeficientes das distribuicoes
//de equilibrio
    AAA=TAU-kappa*M1C*dDL[2];
    DDD=4.5*M1C;
    Gxx=2.25*kappa*(dDL[0]*dDL[0]-dDL[1]*dDL[1]);
    sGd=9.0*kappa*dDL[0]*dDL[1];

    FE[0]=FE[1]=0.0;
    _for18n {
        ue=ASE[0][V[n][0][i][j]][V[n][1][i][j]]-
        ASE[0][i][j];
        ue=ue/sqrt(ue*ue+ei[n][4]*DL2);
        _fora FE[a]+=ue*ei[n][a]; }
    _fora FE[a]*=M1C*gravity;

/** ***** **
** [[ 5.B ]] Colisao das distribuicoes da agua **
** ***** **/

// Colisao da densidade estatica
    M[0][0][0][i][j]=M[1][0][0][i][j]*ktau+
    (M1C-5.0*AAA-2.0*M1C*u2)*Pet[0];

// Colisao das densidades restantes
AAA-=0.5*M1C*u2;
_for18n {ue=ux*ei[n][0]+uy*ei[n][1];
    M[0][0][n][i][j]=M[1][0][n][i][j]*
    ktau+(AAA+M1C*ue+DDD*ue*ue+Gxx*ei[n][2]
    +sGd*ei[n][3]+FE[0]*ei[n][0]+
    FE[1]*ei[n][1])*Pet[n]; }

```

```

/** ***** **
** [[ 5.C ]] Distribuicoes dos sedimentos **
** t m proporcoes iguais que a agua **
** ***** **/
    TAU=M2C/M1C;
    _forn M[0][1][n][i][j]=M[0][0][n][i][j]*TAU;
}

/** ***** **
** [[ 5.D ]] Fator de correcao para valores fora dos **
** limites como valores negativos ou valores demasiado **
** grandes que podem ser resultado de gradientes de **
** densidade grandes que geram grandes pressoes **
** ***** **/

// Para cada componente
_forc {
//
DDD=0.0;
uy=-(ux=dLXLY);
_forn { u2=M[0][c][n][i][j];
        DDD+=u2;
        ux=fmin(ux,u2);
        uy=fmax(uy,u2); }

if (DDD<=0.0) {_forn M[0][c][n][i][j]=0.0;
                ASE[1-c][i][j]+=DDD; }

else {
    if (ux<0.0) {
        ue=1.0-(ux/DDD)*(double)LBM_NDIST;
        if (ue!=0.0) _forn M[0][c][n][i][j]=
            (M[0][c][n][i][j]-ux)/ue;
        else _forn M[0][c][n][i][j]=
            DDD/(double)LBM_NDIST;
    }

    if (uy>dLXLY) {
        AAA=mt64_genrand64_real1()*dLXLY*
            (1.0-1.0/(double)LBM_NDIST)/uy;
        ue=(1.0-AAA)*DDD/(double)LBM_NDIST;
    }
}

```

```

        _forn M[0][c][n][i][j]=M[0][c][n][i][j]*AAA+ue;
    }
}
}
/** ***** **
** [[ 6 ]] Erosao e deposicao de sedimentos **
** ***** **/

/ Inicializa o TAU promedio
    tauM=0.0;

// Para cada no
    _fori _forj {

// Massa do fluido para o no (i,j) e
//momentos do sedimento
    M1C=M2C=ux=uy=0.0;
    _forn { M1C+=M[0][0][n][i][j];
                ue=M[0][1][n][i][j];
                M2C+=ue;
                ux=ue*ei[n][0];
                uy=ue*ei[n][1]; }

    Gxx=(M2C!=0.0)?(ux*ux+uy*uy)/M2C:0.0;

// Relaciona peso molecular e densidades
    M1C=(M1C+pmS*M2C)/TAUc;

// Incializa a soma do desprendimento
    _fora dDL[a]=0.0;

// Se nao tiver agua na distribuicao estatica
//todo o sedimento e depositado
    _fora SER[a][0]=0.0;
    if (M[0][0][0][i][j]==0.0)
    {SER[0][0]=M[0][1][0][i][j];
        dDL[0]+=SER[0][0]; }

// Para cada direcao diferente de zero

```

```

        _for18n {

// Concentracao de sedimentos para
//cada distribuicao
        sGd=M[0][1][n][i][j];

// Inicializa a taxa de desprendimento
// por cada distribuicao
        SER[0][n]=SER[1][n]=0.0;

// Inicializa capacidade de transporte
        DDD=0.0;

// Verifica a presenca de agua em cada
// distribuicao
        if ((AAA=M[0][0][n][i][j])!=0.0) {

// Diferenca de altura entre o nodo (i,j)
// e no vizinho
        ue=ASE[0][i][j]-ASE[0][V[n][0][i][j]][V[n][1][i][j]];

// Densidad do fluido entre densidade da agua
        u2=(AAA+sGd)/(AAA+sGd*dSW);

// Tensao de cisalhamento do fluido (TAU/TAUc)
        TAU=u2*(M1C*ue/ei[n][5]+Fr);

        // Soma de TAU por direcao de velocidade
        tauM+=fabs(TAU);

        // Capacidade de transporte do sedimento ,
        // calculado com TAU do fluido
        DDD=Kc*pow(fmax(0.0,TAU),1.5);
}
// Limite do transporte de sedimentos
        M2C=DDD-sGd;

// Precipitacao de sedimentos do fluido
// para o solo

```

```

        if (M2C<=0.0) SER[0][n]=-M2C;

// erosao na direcao de velocidade
    else {

        uy=DDSS*ASE[1][i][j];
        ux=1.0+(uy==0.0?0.0:mt64_genrand64_real1()*
            log(1.0+uy));

// Taxa de desrendimento (incluindo
//simplificacao de Tc Yalin) para cada distribuicao
        SER[1][n]=fmin(M2C,(Kr*ux)*
            fmax(0.0,TAU-1.0)*(1.0-sGd/DDD));
    }

    _fora dDL[a]+=SER[a][n];
}

// Maximo sedimento removido
    sGd=fmin(dDL[1],ASE[0][i][j]+dDL[0]);

// Desprendimento (sGd>dDL[0]) ou incorporacao
// (sGd<dDL[0]) de sedimento
// Matriz temporal W[i][j] para atualizacao
// de toda a matriz do solo
    W[i][j]=ASE[0][i][j]+dDL[0]-sGd;

    DDD=(dDL[1]==0.0)?0.0:(sGd/dDL[1]);

// Para cada direc o de velocidade incorpora-se
// ou retira-se sedimento do fluido
    _forn M[0][1][n][i][j]+=SER[1][n]*DDD-SER[0][n];

/** ***** **
** Conservacao da energia cinetica macroscopica **
** ***** **/

    u2=M[0][0][n][i][j]/pmS;

// Se a energia cinetica inicial e

```



```

/ diferente de zero
    if (Gxx!=0.0) {

// Massa e momentos do sedimento
//apos a erosao e deposicao
M2C=ux=uy=0.0;
_for18n {          ue=M[0][1][n][i][j];
                                M2C+=ue;
                                ux=ue*ei[n][0];
                                uy=ue*ei[n][1]; }

// Para conservacao da energia cinetica
//modifica-se o sedimento no fluido
    u2=fmin(u2,(ux*ux+uy*uy)/Gxx-M2C);
    if(u2<0.0) u2=0.0;
}
//Mudanca na densidade estatica do
//sedimento no fluido
    DDD=u2-M[0][1][0][i][j];

// Adicionar massa aa distribuicao estatica
// do sedimento no fluido
    if (DDD>0.0) sGd=fmin(DDD,W[i][j]);

// Precisando retirar massa da distribuicao
// estatica, de ser possivel, deposita-se no solo
    else sGd=-fmin(-DDD,M[0][1][0][i][j]);

// Transferencia de sedimento do fluido
// estatico para o solo
    M[0][1][0][i][j]+=sGd;
    W[i][j]-=sGd;
}
// Atualizacao da matriz de solo
    ams=ASE[0];ASE[0]=W;W=ams;
//_fori _forj ASE[0][i][j]=W[i][j];

//Media de TAUs no terreno
    tauM/=dLXLY;

```

```

/** ***** **
**
** ***** **/

Hole[0]=Hole[1]=0.0;

// Para cada no
_fori _forj

if ((d1=RB[i][j])!=0) {

_forc dDL[c]=0.0;

_forn if ((u2=(double)lbm_RDef[0][n][d1-1])!=0.0) {

    if (u2!=1.0) u2/=10.0;
    ue=1.0-u2;

    _forc { dDL[c]+=M[0][c][n][i][j]*u2;
            M[0][c][n][i][j]*=ue; }

    }

    if ((d2=CountRD[1][d1-1])!=0) _forn {

        TAU=(double)lbm_RDef[1][n][d1-1]/(double)d2;

        _forc M[0][c][n][i][j]+=dDL[c]*TAU;

    }

    else _forc Hole[c]+=dDL[c];
}

// Para cada no
_fori _forj {

// No fluido para cada componente e distribuicao
_forc _forn {

```

```

ue=M[0][c][n][i][j];
    if (isinf(ue)!=0 || isnan(ue)!=0) {
        if (StopCondition>=0) printf("ERROR_[FLUID]
        _____%d_(%d,%d)_(%d,%d):_%e\n",t,i,j,c,n,ue);
        M[0][c][n][i][j]=0.0;
        NumberOfErrors++;

// Se fora dos limites
    } else {

        d1=(ue<0.0);
        if (d1) TAU=ue;

        d2=(ue>dLXLY);
        if (d2) TAU=ue-mt64_genrand64_real1()*dLXLY;

        if (d1 || d2) {M[0][c][n][i][j]-=TAU;
            ASE[1-c][i][j]+=TAU; }

    }}

// No solo , para cada componente
_forc {

    u2=ASE[c][i][j];

    if (isinf(u2)!=0 || isnan(u2)!=0) {
        if (StopCondition>=0) printf("ERROR_[SOIL]
        _____%d_(%d,%d)_%d:_%e\n",t,i,j,c,u2);
        ASE[c][i][j]=0.0;
        NumberOfErrors++;

// Se fora dos limites
    } else {

        d1=(u2<0.0);
        if (d1) TAU=u2;

        d2=(u2>dLXLY);
        if (d2) TAU=u2-mt64_genrand64_real1()*dLXLY;

```

```

        if (d1 || d2) {ASE[c][i][j]-=TAU;
            _forn {M[0][1-c][n][i][j]+=
                TAU/(double)LBM_NDIST;
                if (M[0][1-c][n][i][j]<0.0)
                    {Hole[c]+=M[0][1-c][n][i][j];
                    M[0][1-c][n][i][j]=0.0; }}
        }}
    }

/** ***** **
** [[ 7 ]] Grava em um arquivo as distribuicoes **
** ***** **/
    if ((t-P[4].i)%abs(PG)==0 || t==NI+P[4].i) {

        (void) sprintf(DSname, "%d/%d.das", CS, t);

        if ((DSfile=fopen(DSname, "w"))!=NULL) {

// Para cada no
        _fori _forj {

// Para cada distribuicao imprime as
//densidades no arquivo
        _forn (void) fprintf(DSfile, "%s_ %s\n",
            MinFD(M[0][0][n][i][j],9),
            MinFD(M[0][1][n][i][j],9));

        (void) fprintf(DSfile, "%s_ %s\n",
            MF6(ASE[0][i][j]),
            MF6(ASE[1][i][j]));
        }
        (void) fclose(DSfile);

// Modifica o arquivo de parametros, com o
//ultimo "t" como tempo inicial
        if (PG<0) if ((DSfile=fopen(nameP, "a"))!=NULL) {
            (void) fprintf(DSfile, "\nInitialTime=%d\
nInfiltrationFinitia=%s\n", t, MF6(InFo));
            (void) fclose(DSfile);

```

```

    }
}
/** *****
** [[ 9 ]] Perdas de massa sao salvas no arquivo CS/hole.dat **
**          Tambem sao salvos os valores da infiltracao InFo **
** ***** */

//Massas totais no fluido
    _forc FE[c]=0.0;
    _fori _forj _forc _forn FE[c]+=M[0][c][n][i][j];

//Agua e sedimentos na cala de medicao
    ux=(Hole[0]==0.0 && FE[0]==0.0)?0.0:Hole[0];// /FE[0]
    uy=(Hole[1]==0.0 && FE[1]==0.0)?0.0:Hole[1];// /FE[1]
    (void) sprintf(DSname, "%d/hole.dat", CS);
    if (!IsNoI(ux) && !IsNoI(uy)) if ((DSfile=
    fopen(DSname, "a"))!=NULL) {
        ue=(FE[0]+FE[1] <=0.0)?0.0:FE[1]/(FE[0]+FE[1]);
        (void) fprintf(DSfile, "%d_%d_", t, NGct);
        (void) fprintf(DSfile, "%s_%s_%s_",
        MF6(ux), MF6(uy), MF6(InFo));
        (void) fprintf(DSfile, "%s_%s_%s\n",
        MF6(tauM), MF6(ue), MF6(DLT));
        (void) fclose(DSfile);
    }
}
printf(" _____+\n");
printf(" _____|_*]__Final_Iteration_=_%d\n", t-1);
printf(" _____|_*]__Number_of_Errors_=_%ld\n", NumberOfErrors);
printf(" _____+\n");
printf(" _Done!\n");
return 1;
}

```

APÊNDICE D – Conversor de dados

```

/** ***** **
** Realiza as medicoes nas faixas definidas **
** ***** **/

#include "liblbm09.h"

int main(numa, arg) int numa; char *arg[]; {

char adat[64], nameP[64];
unsigned char l, a, c, n;
int CS=-2, **VVS, i, j, t, X1, Y1, X2, Y2, Lx, Ly, *S[4],
x1, vx2, vy1, vy2, kx, ky;
double v[2][2], vt[2], m[2], u[2], N[2],
**R[6], LapTP, h, aS[LBM_NCOMP];

FILE *XFile, *DFile, *LFile, *MFile;

// Estabelece os vetores de velocidade microscopica
lbm_InitVelocities();

// Codigo da simulacao lido desde a linha de comando
if (numa-1>=1) sscanf(arg[1], "%d", &CS);

// Codigo da simulacao lido desde o teclado
if (CS<=0) { printf("_Simulation_ID_: "); scanf("%d", &CS); }

// Carrega todos os parametros
lbm_InitParameters(CS);

// Imprime numa variavel o nome do arquivo de parametros
sprintf(nameP, "%d/erosion.i", CS);

/** ***** **
** Numero de iteracoes que se calcularao **
** ***** **/
int NI=P[5].i>0?P[5].i:-P[5].i-P[4].i;

```

```

// Apresenta por pantalla un resumen de todos
//los parametros que se utilizaran
printf("_+-----+");
printf("\n|_____File_=%s",nameP);
printf("\n|(02)_____NodesInX_=%d",P[2].i);
printf("\n|(03)_____NodesInY_=%d",P[3].i);
printf("\n|(04)_____InitialTime_=%d",P[4].i);
printf("\n|(05)_NumberOfIterations_=%d_(%d)",P[5].i,NI);
printf("\n|(06)_____StepsToRecord_=%d",P[6].i);
printf("\n|(31)_____GroundSlopeI_=%s",MinFD(P[31].d,6));
printf("\n|(32)_____GroundSlopeX_=%s",MinFD(P[32].d,6));
printf("\n|(33)_____GroundSlopeY_=%s",MinFD(P[33].d,6));
printf("\n|(34)_____GroundSlopeXY_=%s",MinFD(P[34].d,8));
printf("\n|(41)_____MeasureInSectors_=%s",P[41].s);
printf("\n+-----+\\n");

// Separa memoria
Lx=P[2].i;
Ly=P[3].i;
for(a=0;a<6;a++) R[a]=(double **)
malloc(Lx*sizeof(double *));
for(a=0;a<6;a++) for(i=0;i<Lx;i++) R[a][i]=
(double *)malloc(Ly*sizeof(double));
fora {
    S[a]=(int *)malloc(Lx*sizeof(int));
    S[2+a]=(int *)malloc(Ly*sizeof(int));
}
// Coloca numa matriz os parametros
//das faixas de medicao
VVS=VectorizaInt(P[41].s);

// Para cada uma das faixas que tenha pelo
// menos 4 parametros
for(l=0;l<VL_NG;l++) if(VVS[l][0]>=4) {

// Coordenadas da faixa
X1=VVS[l][1]; Y1=VVS[l][2];
X2=VVS[l][3]; Y2=VVS[l][4];

```

```

// limites da faixa
    if (X1>X2) { t=X1; X1=X2; X2=t; }
    if (Y1>Y2) { t=Y1; Y1=Y2; Y2=t; }
    if (X1<0) X1=0;
    if (Y1<0) Y1=0;
    if (X2>P[2].i-1 || X2==0) X2=P[2].i-1;
    if (Y2>P[3].i-1 || Y2==0) Y2=P[3].i-1;

// Novos comprimentos
    Lx=X2-X1+1;
    Ly=Y2-Y1+1;

// Constroi uma rede de vizinhos com contornos periodicos
    for (i=0; i<Lx-1; i++) S[0][i]=i+1;
    S[0][Lx-1]=0;
    S[1][0]=Lx-1;
    for (i=1; i<Lx; i++) S[1][i]=i-1;
    for (j=0; j<Ly-1; j++) S[2][j]=j+1;
    S[2][Ly-1]=0;
    S[3][0]=Ly-1;
    for (j=1; j<Ly; j++) S[3][j]=j-1;

// Abre o arquivo onde s o salvas as medias
    sprintf(adat, "%d/%d.sxt", CS, l+1);
    if ((XFile=fopen(adat, "w"))==NULL) return -1;

// Para cada instante de tempo das simulacoes
    for (t=P[4].i; t<=NI+P[4].i+1; t+=P[6].i) {
// Abre o arquivo .das
        sprintf(adat, "%d/%d.das", CS, t);
        if ((DFile=fopen(adat, "r"))!=NULL) {

// Para cada no
            _fori _forj {

// Adquire as densidades (agua e sedimentos) do arquivo
            m[0]=m[1]=u[0]=u[1]=0.0;
            _forn {

```



```

        fscanf(DFile, "%lf_%lf\n", &N[0], &N[1]);
        _forc m[c] += N[c];
        _fora u[a] += N[0] * ei[n][a];
    }
    if (m[0] != 0.0) _fora u[a] /= m[0];

// Adquire as concentracoes de sedimentos e agua do solo
    fscanf(DFile, "%lf_%lf\n", &N[0], &N[1]);

// Si o no esta dentro da faixa
    if (i >= X1 && i <= X2 && j >= Y1 && j <= Y2) {
        kx = i - X1;
        ky = j - Y1;
        R[0][kx][ky] = m[0];
        R[1][kx][ky] = m[1];
        R[2][kx][ky] = u[0];
        R[3][kx][ky] = u[1];
        R[4][kx][ky] = N[0];
        R[5][kx][ky] = N[1];
    }
}
fclose(DFile);

// Abre o arquivo mea (onde se guardam as medicoes)
    sprintf(adat, "%d/%d_%d.me", CS, t, l + 1);
    if ((MFile = fopen(adat, "w")) == NULL) return -2;

// Abre o arquivo de laplacianos
    sprintf(adat, "%d/%d_%d.lap", CS, t, l + 1);
    if ((LFile = fopen(adat, "w")) == NULL) return -3;

    v[0][0] = v[1][0] = (double)RAND_MAX;
    v[0][1] = v[1][1] = -(double)RAND_MAX;
    LapTP = 0.0;
    _forc aS[c] = u[c] = vt[c] = 0.0;

    for (i = 0; i < Lx; i++) for (j = 0; j < Ly; j++) {

// Fluido (Agua e sedimentos)

```

```

        fprintf(MFile, "%s_%s_", MinFD(R[0][i][j], 6),
        MinFD(R[1][i][j], 6));

// Superficie inicial
    h=P[31].d+P[32].d*(double)i+P[33].d*(double)j+
    P[34].d*(double)(i*j);
    if(h<0.0) h*=-1.0;

// Suelo (sedimentos e agua)
    fprintf(MFile, "%s_%s_", MF6(h-R[4][i][j]),
    MF6(R[5][i][j]));

// Rapidez
    fprintf(MFile, "%e\n", sqrt(R[2][i][j]*R[2][i][j]+
    R[3][i][j]*R[3][i][j]));

// Vizinhos
    vx1=S[0][i]; vx2=S[1][i];
    vy1=S[2][j]; vy2=S[3][j];
    // printf("l=%d,t=%d,i=%d,j=%d, (%d,%d):
    // (%d,%d)-(%d,%d)", l, t, i, j, Lx, Ly, vx1, vy1, vx2, vy2);
    // printf("\n");

// Laplacianos
    _forc {
        m[c]=R[c][vx1][j]+R[c][vx2][j]+R[c][i][vy1]+
        R[c][i][vy2]-4.0*R[c][i][j];
        a=4+c;
        N[c]=R[a][vx1][j]+R[a][vx2][j]+R[a][i][vy1]+
        R[a][i][vy2]-4.0*R[a][i][j];
    }
    LapTP+=N[0];
// printf("FINAL_B"); printf("\n");

    fprintf(LFile, "%s_%s_%s_%s\n", MinFD(m[0], 6), MinFD(m[1], 6),
    MinFD(N[0], 6), MinFD(N[1], 6));

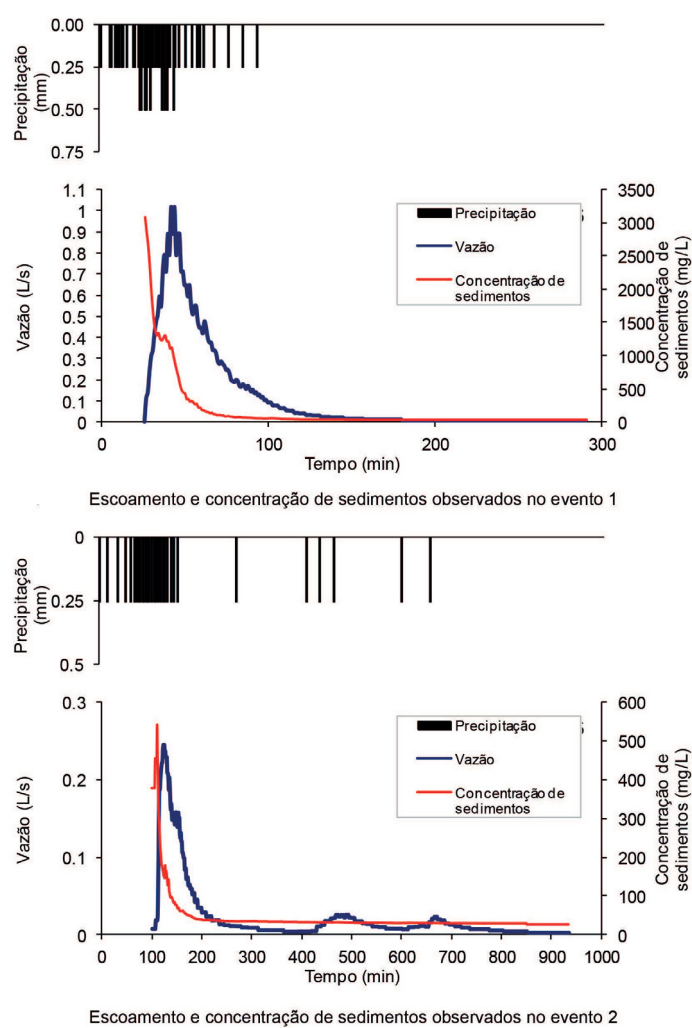
// Valores maximos e minimos
    _forc {

```


ANEXO A – Escoamento e produção de sedimentos observados e simulados com o modelo LISEM (SCHULTZ, 2013).

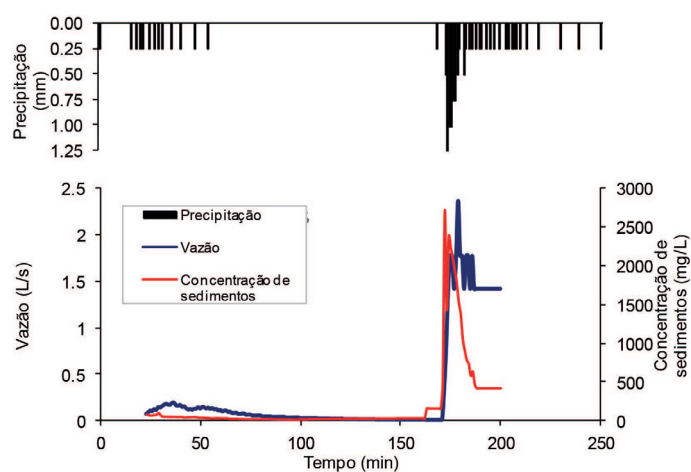
Resultados dos monitoramentos de campo realizados em estradas não pavimentadas e das simulações realizadas por Schultz (2013) aplicando o modelo LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) para fins de avaliar o processo de geração de escoamento e produção de sedimentos. Os resultados apresentados foram obtidos utilizando uma parcela de erosão de ao redor de 40 m de comprimento e 4 m de largura, equipada com um sistema de cubas basculantes, sensor de turbidez e um pluviômetro com resolução de 0,25 mm de precipitação e aquisição de dados a cada 1 min.

Figura 29 – Escoamento e concentração de sedimentos observados nos eventos 1 e 2

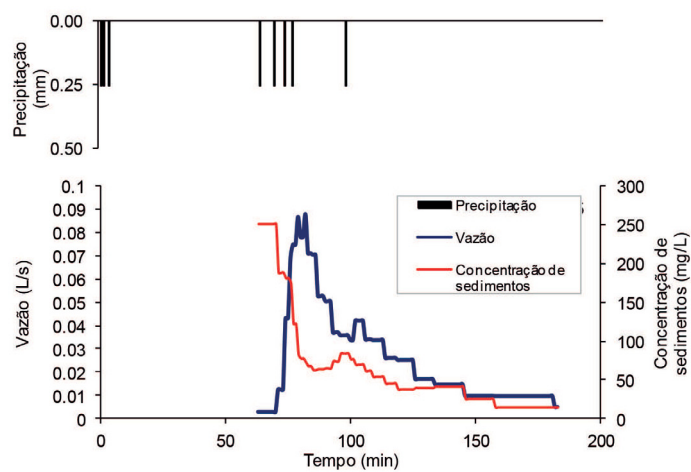


Fonte: Schultz (2013, p. 75)

Figura 30 – Escoamento e concentração de sedimentos observados nos eventos 3 e 4



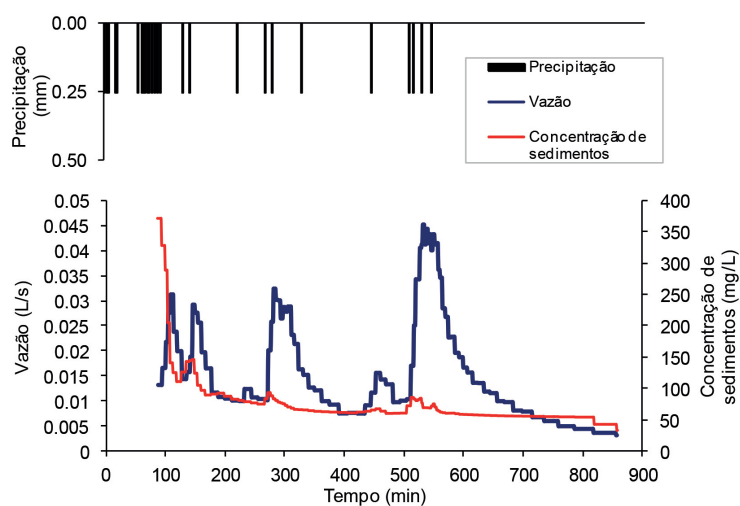
Escoamento e concentração de sedimentos observados no evento 3



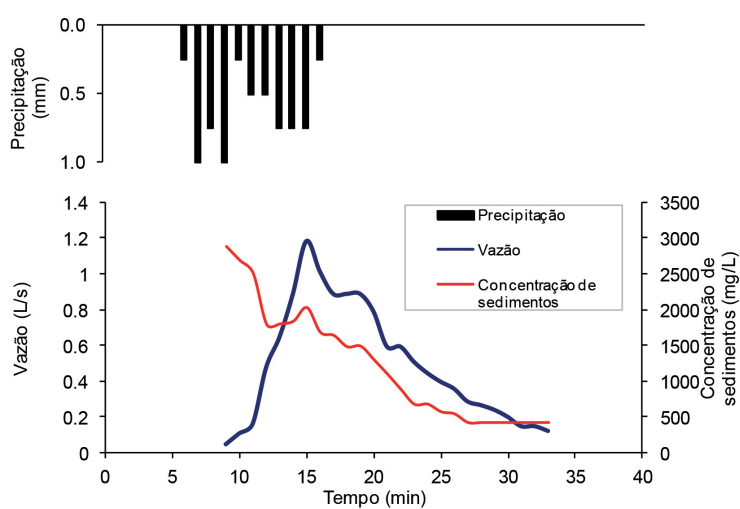
Escoamento e concentração de sedimentos observados no evento 4

Fonte: Schultz (2013, p. 76)

Figura 31 – Escoamento e concentração de sedimentos observados nos eventos 5 e 6



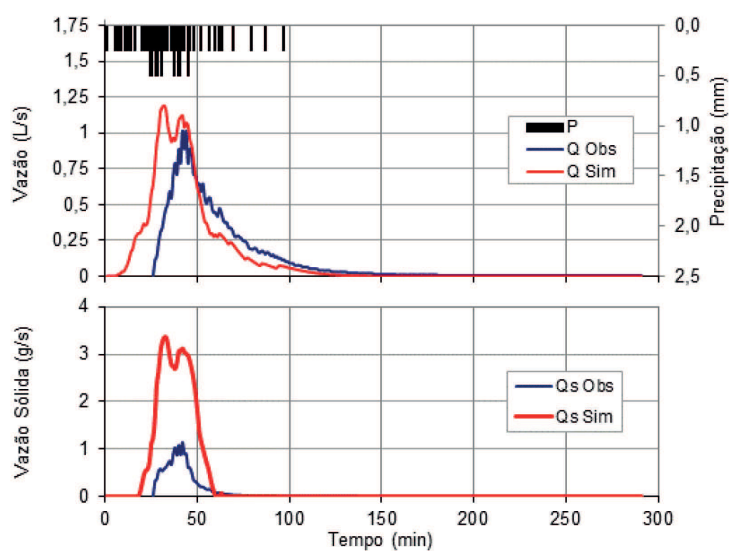
Escoamento e concentração de sedimentos observados no evento 5



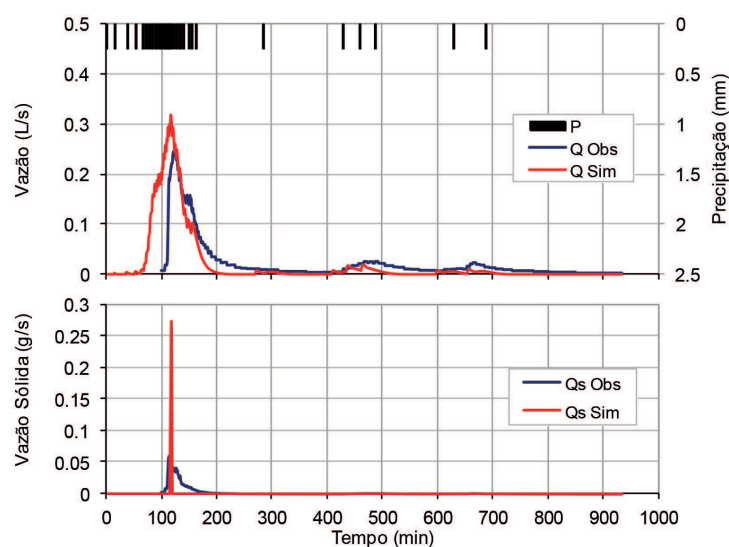
Escoamento e concentração de sedimentos observados no evento 6

Fonte: Schultz (2013, p. 77)

Figura 32 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados dos eventos 1 e 2



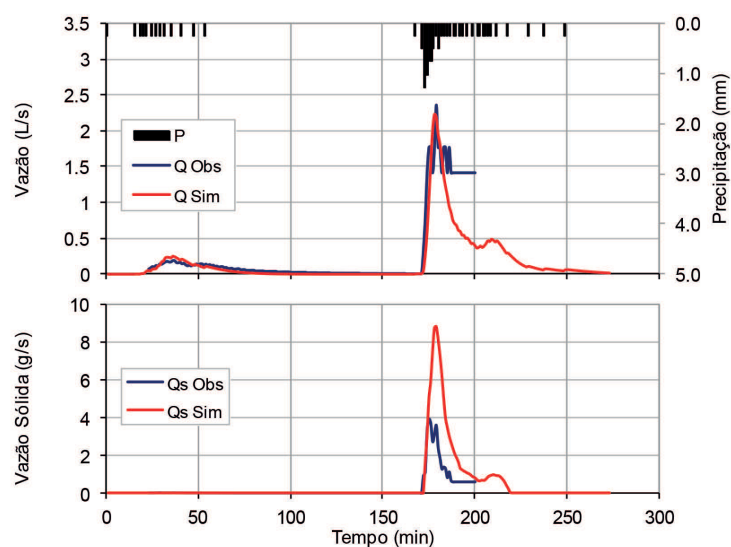
Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 1



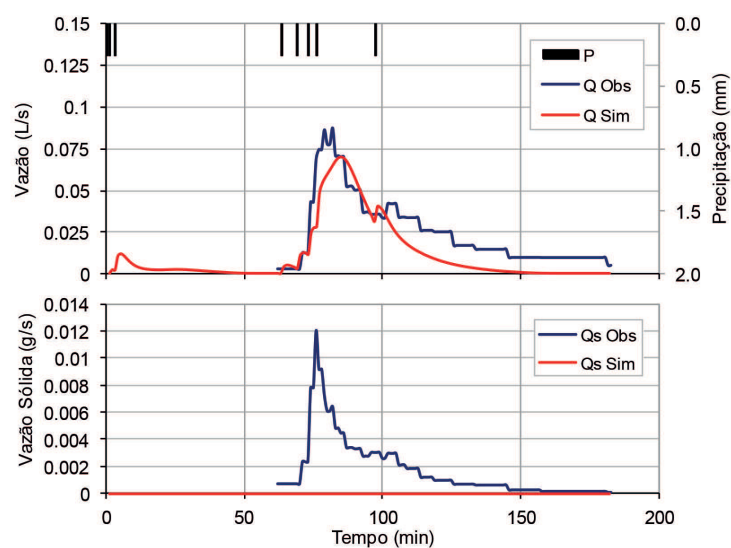
Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 2

Fonte: Schultz (2013, p. 75)

Figura 33 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados dos eventos 3 e 4



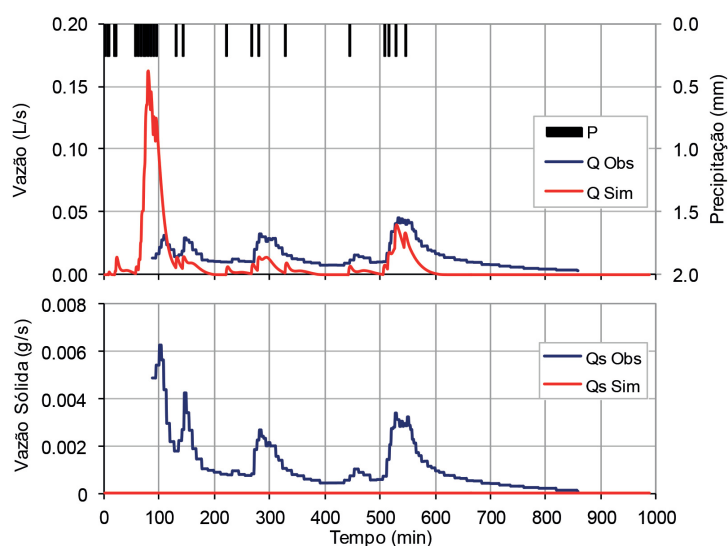
Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 3



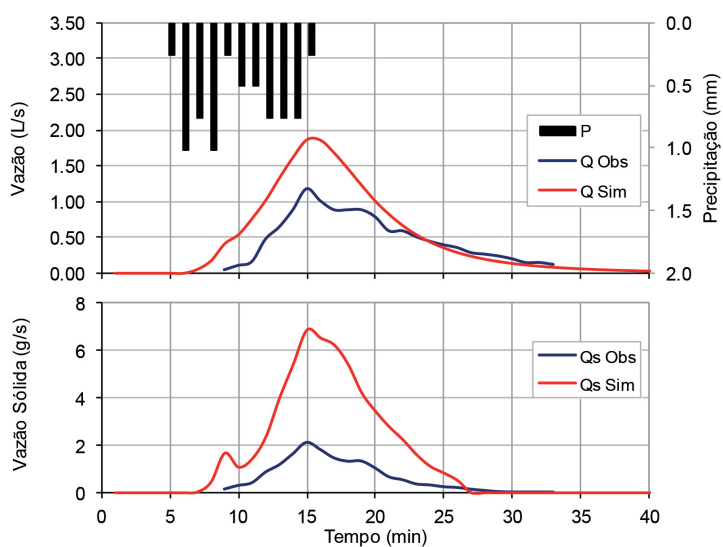
Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 4

Fonte: Schultz (2013, p. 75)

Figura 34 – Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados dos eventos 5 e 6



Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 5



Hidrogramas e sedimentogramas observados e simulados do Evento 6

Fonte: Schultz (2013, p. 75)